

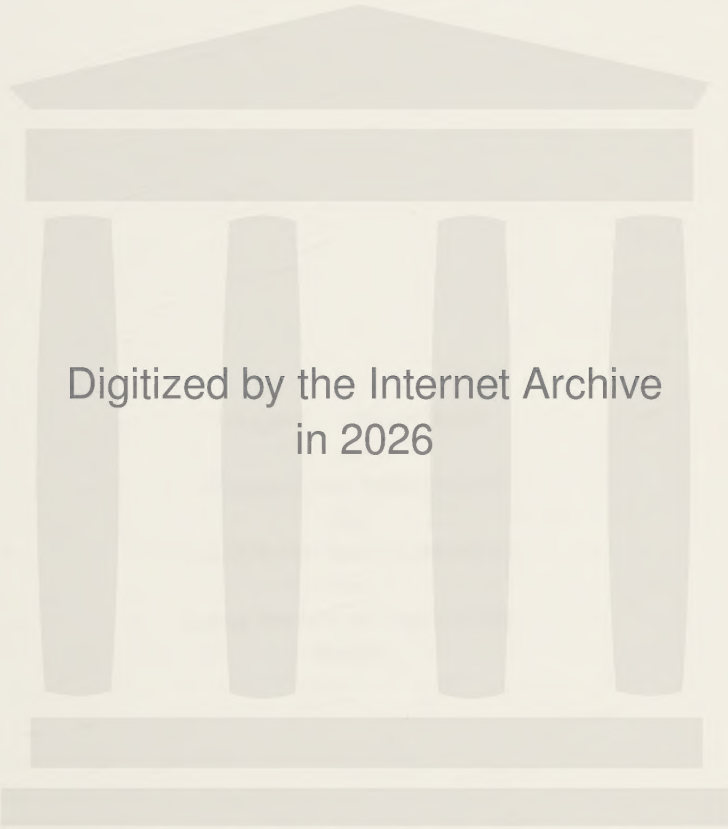
Genese und Altersstellung von
Scheelitvorkommen der Zentraliberischen Zone
in Spanien und Portugal

Peter Dahmen

Dissbui. München

1987





Digitized by the Internet Archive
in 2026

GENESE UND ALTERSSTELLUNG VON SCHEELITVORKOMMEN

DER ZENTRALIBERISCHEN ZONE IN

SPANIEN UND PORTUGAL

Inaugural - Dissertation

zur

Erlangung des Doktorgrades

der

Fakultät für Geowissenschaften

der

Ludwig-Maximilians-Universität

München

vorgelegt

von

Peter Dahmen

München, am 4.12.1986

1. Berichterstatter: Prof. Dr. R. Höll
2. Berichterstatter: Prof. Dr. K. Weber - Diefenbach

Tag der mündlichen Prüfung: 02.06.1987

Kurzfassung

Zwölf Scheelitvorkommen in Spanien und Portugal wurden geologisch und geochemisch-lagerstättenkundlich bearbeitet.

Die Vorkommen befinden sich überwiegend im Nordteil der Zentraliberischen Zone des Hesperischen Massivs. Sie reichen von der Nordgrenze Portugals (Scheelitvorkommen von Extremo) bis nach Zentralspanien (Scheelitvorkommen von Buitrago del Lozoya).

Bisher unbekannte Scheelitvorkommen ließen sich durch Prospektionsarbeiten bei Aldea del Obispo, Gallegos de Arganan und Embalse de Saucelle (Provinz Salamanca), bei Mediana de Voltoya (Provinz Avila) und im Arroyo de Vallefrías (Provinz Madrid) nachweisen.

Die untersuchten Scheelitvorkommen sind an Kalksilikatgesteine des Schiefer-Grauwacken-Komplexes gebunden, für den ein präordovizisches, vermutlich oberproterozoisches bis kambrisches Alter angenommen wird. Eine Ausnahme bildet das Scheelitvorkommen von Machorrinho/Azevo, das in silurischen Quarziten auftritt.

Im Schrifttum werden die Scheelit-Kalksilikatvorkommen Spaniens und Portugals überwiegend als kontaktmetasomatische Vererzungen gedeutet. Eine primär syngedimentär-diagenetische Bildung wird lediglich für das Scheelitvorkommen von Morille (ARRIBAS, 1979, 1980) und Venda Nova (SAAVEDRA & NORONHA, 1975; NORONHA, 1976) diskutiert.

In der vorliegenden Arbeit wird anhand von ausgewählten Wolframvorkommen erstmals eine zusammenfassende Darstellung der unterschiedlich alten und genetisch verschiedenartigen Scheelitvorkommen Spaniens und Portugals gegeben. Diese lassen sich den folgenden Lagerstättentypen zuordnen:

1. Submarine, vulkanogen-hydrothermale Wolframvorkommen in regional-metamorphen Äquivalenten ehemaliger karbonatischer Sedimente (Scheelitvorkommen von Regua, Aldeia de Sta. Margarida, Buitrago del Lozoya) bzw. kieseliger Ablagerungen (Machorrinho/Azevo).

Die aufgelassene Scheelitlagerstätte Machorrinho/Azevo weist aufgrund ihrer petrographisch-geochemisch-lagerstättenkundlichen Charakteristika eine Ähnlichkeit zu rezenten Wolframvererzungen in Kieselgelablagernissen des Frying Pan Lake/Taupo-Vulkanzone/Neuseeland auf (HÖLL, pers. Mitteilung). Eine prämetamorphe, vermutlich syngedimentär-diagenetische Bil-

derung ist auch für scheelitführende Albit-Biotit-Quarz-Schiefer im Lagerstättenbezirk Barca d'Alva/La Fregeneda zu postulieren.

2. Kontaktmetasomatische Scheelitvererzungen in Kalksilikatgesteinen im Kontakthof von Graniten/Granodioriten bzw. im angrenzenden geologischen Dach. Hierzu zählen die Vorkommen von Extremo, Barca d'Alva, Rio Coja, Aldea del Obispo, Perales del Puerto und Arroyo de Vallefrías.

3. Wolframvererzungen in Pegmatiten, in pneumatolytischen Zersetzungs-zonen (Greisen) und hydrothermalen Quarz-Gängen.

Für die Wolframvorkommen Spaniens und Portugals ergibt sich eine Zuordnung zu drei unterschiedlich alten Phasen der Lagerstättenbildung.

Die ältesten Scheelitvorkommen sind an die sedimentären Ausgangsgesteine der Kalksilikatfelse und Albit-Biotit-Quarz-Schiefer des oberproterozoischen bis kambrischen Schiefer-Grauwacken-Komplexes gebunden. Die Wolframuraufbereitung steht im zeitlichen und genetischen Zusammenhang mit einem submarinen Vulkanismus und begleitender Hydrothermentätigkeit (1. Phase der Lagerstättenbildung).

Eine analoge Lagerstättenbildung ist für das Silur zu postulieren (2. Phase der Lagerstättenbildung). Als Trägergesteine treten Kalksilikatfelse und Quarzite (ehemalige Kieselsinter) auf.

Der Großteil der Wolframvererzungen in Spanien und Portugal ist mit variszisch intrudierten Granitoiden assoziiert (3. Phase der Lagerstättenbildung). Diese Granitoide sind zum überwiegenden Teil auf paläogen-anatektische Magmen zu beziehen. Ihre Erzinhalt dürften zumindest teilweise durch die Remobilisation von primär schichtgebundenen, oberproterozoischen bis kambrischen bzw. silurischen Wolframmineralisationen zu erklären sein.

Die geochemischen Untersuchungen konzentrieren sich auf die Darstellung der Seltenen Erden Element-(SEE-)Verteilungsmuster der Kalksilikatgesteine und den Zusammenhang zwischen Wolframvererzung und SEE-Verteilung. Die Auswertung der Analyseergebnisse weist folgende geochemische Merkmale nach:

1. Wolfram ist in denjenigen scheelitführenden Kalksilikatgesteinen negativ mit den SEE La, Ce, Nd, Sm, Eu, Yb und Lu korreliert, in denen die Wolframzufuhr auf Restlösungen eines Granits zu beziehen ist. Aufgrund der Mineralparagenese Scheelit + Fluorit in diesen Gesteinen wird eine Wolframzufuhr durch fluorhaltige Lösungen postuliert. In diesen scheelitführenden Gesteinen sind die Gehalte der angesprochenen SEE jeweils geringer als in den scheelitfreien Kalksilikatgesteinen. Dies wird dahingehend interpretiert, daß bei der Wolframzufuhr durch fluorhaltige Restlösungen eines Granits gleichzeitig eine Abreicherung der genannten SEE erfolgte.
2. Im Scheelitvorkommen von Regua, das genetisch zur Gruppe der primär schichtgebundenen, syngedimentär-diagenetischen Scheelitvorkommen in regionalmetamorphen Kalksilikatgesteinen gestellt wird, ist im Gegensatz zu den unter (1.) geschilderten Beobachtungen eine positive Korrelation zwischen Wolfram und den SEE La und Ce angedeutet.

Diese geochemischen Unterschiede werden als Bestätigung der aufgrund der Geländebefunde getroffenen Zuordnung der untersuchten Scheelit-Kalksilikatvorkommen gedeutet.

Ein auffallendes Eu-Verteilungsmuster wurde in turmalinführenden Gesteinen festgestellt. Submarin-hydrothermal, syngedimentär-diagenetische Turmalingesteine (Turmalinite) zeigten eine negative Eu-Anomalie, kontaktmetasomatisch gebildete Turmalingesteine mit einer Bormetasomatose im Gefolge einer Granitintrusion eine positive Eu-Anomalie.

Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung

1.	Einführung	1
1.1	Die Scheelitvorkommen	1
1.2	Auswahl der Vorkommen und Problemstellung	1
2.	Geologischer Rahmen	3
2.1	Das Hesperische Massiv	3
2.1.1	Die Mittelgalizien – Trás-Os-Montes-Subzone	5
2.1.2	Die Zentraliberische Zone	6
2.1.3	Plattentektonische Vorstellungen zur Entstehung des Hesperischen Massivs	7
2.2	Die Wolframvorkommen der Iberischen Halbinsel	8
3.	Arbeitsmethoden	11
3.1	Geländearbeiten	11
3.2	Petrographie	11
3.3	Geochemie	11
3.3.1	EDRFA-Messungen	12
3.3.2	NAA-Messungen	12
3.4	Statistische Berechnungen	13
3.4.1	Deskriptive Statistik	13
3.4.2	Prüfung auf Normalverteilung und Transformationen	13
3.4.3	Korrelationen	14
3.4.4	Faktorenanalyse	14
3.5	Abkürzungen	15
3.6	Nomenklatur	16
4.	Die Scheelitvorkommen	17
4.1	Das Scheelitvorkommen von Extremo	17
4.1.1	Einführung	17
4.1.2	Petrographie	18
4.1.2.1	Albit-Biotit-Quarz-Schiefer	18
4.1.2.2	Kalksilikatfels	18
4.1.2.3	Metamorphose	19
4.1.3	Die Scheelitmineralisation	19
4.2	Das Scheelitvorkommen von Regua	21
4.2.1	Einführung	21
4.2.2	Problemstellung	22
4.2.3	Petrographie	23
4.2.3.1	Albit-Biotit-Quarz-Schiefer	23
4.2.3.2	Kalksilikatfels	24
4.2.3.3	Aplit- und Pegmatit-Gänge	27
4.2.3.4	Metamorphose	27

4.2.4	Geochemie	29
4.2.5	Die Scheelitmineralisation	34
4.2.5.1	Die Genese des Scheelitvorkommens	35
4.3	Das Scheelitvorkommen von Barca d'Alva	36
4.3.1	Einführung	36
4.3.2	Petrographie	38
4.3.2.1	Albit-Biotit-Quarz-Schiefer	38
4.3.2.2	Kalksilikatfels	40
4.3.2.3	Skarnoide	41
4.3.2.4	Pegmatit	42
4.3.2.5	Metamorphose	44
4.3.3	Tektonik	45
4.3.4	Geochemie	45
4.3.5	Die Vererzungen im Bereich Barca d'Alva	55
4.3.5.1	Die scheelitführenden Kalksilikatfelslagen	55
4.3.5.2	Die scheelitführenden Albit-Biotit-Quarz-Schiefer	57
4.3.5.3	Die scheelitführenden Skarnoide	58
4.3.5.4	Die Vererzung der Pegmatite und Quarz-Gänge	58
4.3.5.5	Die Genese der Vererzungen	58
4.4	Das Scheelitvorkommen von Granja-Canado	61
4.4.1	Einführung	61
4.4.2	Petrographie	61
4.4.2.1	Glimmerschiefer	61
4.4.2.2	Oligomikte Quarz-Konglomerate	63
4.4.2.3	Hornblende-Plagioklas-Quarz-Schiefer	64
4.4.2.4	Granatfels	65
4.4.2.5	Granit	65
4.4.2.6	Metamorphose	65
4.4.3	Die Scheelitmineralisation	66
4.5	Das Scheelitvorkommen am Rio Coja	68
4.5.1	Einführung und Problemstellung	68
4.5.2	Petrographie	69
4.5.2.1	Albit-Biotit-Quarz-Schiefer	69
4.5.2.2	Kalksilikatfels	69
4.5.2.3	Vesuvianfels	71
4.5.2.4	Granit	72
4.5.2.5	Metamorphose	73
4.5.3	Geochemie	73
4.5.4	Die Scheelitmineralisation	76
4.6	Das Scheelitvorkommen von Nave	77
4.6.1	Einführung und Problemstellung	77
4.6.2	Petrographie	78
4.6.2.1	Konglomerate	78
4.6.2.2	Metamorphose	79
4.6.3	Die Scheelitmineralisation	80

4.7	Das Scheelitvorkommen von Aldeia de Sta. Margarida	81
4.7.1	Einführung	81
4.7.1.1	Problemstellung	81
4.7.2	Petrographie	83
4.7.2.1	Glimmerschiefer	83
4.7.2.2	Amphibolit	84
4.7.2.3	Kalksilikatfels	85
4.7.2.4	Quarz-Turmalin-Schiefer	86
4.7.2.5	Granit	87
4.7.2.6	Metamorphose	88
4.7.3	Geochemie	89
4.7.3.1	Einführung	89
4.7.3.2	Ortho- oder Para-Charakter der Amphibolite	89
4.7.3.3	Klassifizierung der Metavulkanite	91
4.7.3.4	Die geotektonische Position der basischen Vulkanite	92
4.7.3.5	Das SEE-Verteilungsmuster der turmalinführenden Gesteine	97
4.7.4	Die Scheelitmineralisation	100
4.7.4.1	Die Gnese der Scheelitmineralisation	102
4.8	Das Scheelitvorkommen von Aldea de Obispo	102
4.8.1	Einführung	102
4.8.2	Geologischer Rahmen	102
4.8.3	Das Untersuchungsgebiet	103
4.8.4	Ziel der Untersuchungen	105
4.8.5	Petrographie	106
4.8.5.1	Albit-Biotit-Quarz-Schiefer/Glimmerschiefer	106
4.8.5.2	Kalksilikatfels	107
4.8.5.3	Marmor	107
4.8.5.4	Skarne	107
4.8.5.5	Granite	111
4.8.5.6	Metamorphose	112
4.8.6	Tektonik	114
4.8.7	Geochemie	115
4.8.8	Die Scheelitmineralisation	121
4.8.8.1	Die Genese der Scheelitmineralisation	122
4.9	Das Scheelitvorkommen von Perales del Puerto	125
4.9.1	Einführung	125
4.9.1.1	Problemstellung	125
4.9.2	Petrographie	127
4.9.2.1	Glimmerschiefer	127
4.9.2.2	Lamprophyr	127
4.9.2.3	Skarnoide	128
4.9.2.4	Granit	129
4.9.2.5	Metamorphose	130
4.9.3	Geochemie	131
4.9.4	Die Scheelitmineralisation	136



4.10	Das Scheelitvorkommen des Arroyo de Vallefrias	138
4.10.1	Einführung	138
4.10.2	Petrographie	138
4.10.3	Die Scheelitmineralisation	139
4.11	Das Scheelitvorkommen von Buitrago del Lozoya	140
4.11.1	Einführung	140
4.11.2	Petrographie	140
4.11.2.1	Kalksilikatfels	140
4.11.2.2	Amphibolit	141
4.11.2.3	Metamorphose	141
4.11.3	Geochemie	142
4.11.4	Die Scheelitmineralisation	143
4.12	Die Scheelitvorkommen im Silur Portugals	144
4.12.1	Einführung	144
4.12.2	Das Scheelitvorkommen von Machorrinho/Azevo	145
4.12.2.1	Einführung	145
4.12.2.2	Scheelitführende Quarzite	145
4.12.2.3	Die Scheelitvererzung	146
4.12.2.4	Die Genese der Scheelitvererzung	148
5.	Geochemie	150
5.1	Kalksilikatgesteine	150
5.2	Saure Intrusivgesteine	161
5.2.1	Klassifizierung der Granite	165
5.3	Albit-Biotit-Quarz-Schiefer	166
6.	Die Wolframvorkommen der Zentraliberischen Zone	169
7.	Lagerstättenkundlich-genetische Zusammenfassung	171
8.	Danksagung	174
9.	Anhang	174
10.	Literaturverzeichnis	204
	Lebenslauf	222

1. Einführung

Die Geländearbeiten in Spanien und Portugal begannen im Mai 1982 im Auftrag der UNION CARBIDE CORPORATION, Grand Junction, USA.

1.1 Die Scheelitvorkommen

Die untersuchten Vorkommen liegen zwischen der Nordgrenze Portugals (Scheelitvorkommen von Extremo, Abb. 1, Nr. 1) und dem Zentrum der Iberischen Halbinsel (Scheelitvorkommen von Buitrago del Lozoya, Abb.1, Nr. 11). Sie sind an Kalksilikatgesteine des Schiefer-Grauwacken-Komplexes in der Zentraliberischen Zone gebunden. Als Ausnahme sei auf die Scheelitvererzung von Machorrinho/Azevo hingewiesen (Abb.1, Nr.12), die in silurischen Quarziten auftritt.

Aufgrund der Monotonie der Gesteinsserien und des Fehlens stratigraphischer Leithorizonte liegen nur wenige Altersdatierungen für die Gesteine des Schiefer-Grauwacken-Komplexes vor. PEREJON (1972) weist anhand von Archaeocyathiden Unter-Kambrium südlich von Ciudad Rodrigo nach. HENRY et al. (1974) belegen ein präordovizisches Alter für die Serien des Schiefer-Grauwacken-Komplexes, die im Schrifttum unter dem Sammelnamen "präordovizischer Schiefer-Grauwacken-Komplex (complejo esquisto/xisto grauwaquico)" oder "Beiras Formation" zusammengefaßt werden.

1.2 Auswahl der Vorkommen und Problemstellung

Scheelitvererzungen in Kalksilikatgesteinen repräsentieren einen der wichtigsten Wolframlagerstättentypen der Erde. In früherer Zeit wurde durchwegs eine pyrometasomatische Entstehung dieser Scheelitvererzungen angenommen. Neue Untersuchungsergebnisse (NORONHA, 1976; BRODTKORB & BRODTKORB, 1977; ARRIBAS, 1979, 1980; BUSCH, 1982; JUNG & HÖLL, 1982; SONNET & VERKAEREN, 1982; HALLENSTEIN & PEDERSEN, 1983; PLIMER, 1983) weisen jedoch auf die Existenz primär schichtgebundener Scheelitvererzungen in regionalmetamorphen Kalksilikatgesteinen hin. Die Dissertation soll einen Beitrag zur Klärung dieses Fragenkomplexes leisten und Kriterien für die Unterscheidung verschiedener Lagerstättentypen liefern. Die an Kalksilikatgesteine gebundenen Scheelitvorkommen Spaniens und Portugals treten in zwei altersmäßig unterschiedlichen Gesteinsserien

auf (THADEU, 1977; FARINHA RAMOS & VIEGAS, 1980):

1. Im oberproterozoischen/ kambrischen Schiefer-Grauwacken-Komplex.
2. In silurischen Gesteinen.

FARINHA RAMOS & VIEGAS (1980) sehen die wesentlichen Charakteristika der ersten Gruppe in

- der größeren Vielfalt der Trägergesteine (Skarne, Skarnoide, Kalksilikatfelse, Konglomerate)
- deren geringer Mächtigkeit (maximal 2 m)
- und den oftmals bauwürdigen Erzgehalten

im Gegensatz zu den monotonen Kalksilikatfelsen des Silurs mit Mächtigkeiten im Zehnermeter-Bereich und derzeit nicht bauwürdigen Wolframgehalten.

Aufgrund ihrer größeren wirtschaftlichen Bedeutung behandelt die Dissertation die Scheelitvorkommen in Kalksilikatgesteinen des Schiefer-Grauwacken-Komplexes.

Durch die gezielte Auswahl der Scheelitvorkommen sollte die Behandlung folgender Gesichtspunkte ermöglicht werden:

1. Kennzeichnung der Lagerstättentypen und deren Zuordnung zu magmatischen, metamorphen und tektonischen Vorgängen.
2. Zusammenfassung und Beschreibung der unterschiedlichen Trägergesteine der Scheelitvererzungen.
3. Erarbeitung von Unterschieden und Gemeinsamkeiten der einzelnen Wolframvererzungen.
4. Erklärung der räumlichen Verteilung der Scheelit-Kalksilikatvorkommen in Spanien und Portugal.

Im Gegensatz zu Portugal waren in Spanien zu Beginn des Jahres 1982 nur wenige Scheelit-Kalksilikatvorkommen bekannt. Dieser Aufgabe sollte vor allem mittels Prospektionsarbeiten in West- und Zentralspanien nachgegangen werden.

Die Laborarbeiten und die statistischen Auswertungen der Ergebnisse zielten auf eine Überprüfung der Feldbefunde ab, wobei die geochemische Unterscheidung primär schichtgebundener Scheelitvererzungen in Kalksilikatgesteinen von kontaktmetasomatisch gebildeten Scheelit-Kalksilikatvorkommen im Vordergrund stand.

Zur Lösung dieser Problematik sollte vor allem eine genaue Analyse der Seltenen Erden Element-Verteilungsmuster der Kalksilikatgesteine erfol-

gen. Die Gehalte an SEE und ihre Fraktionierung können zusammen mit geologischen und mineralogischen Untersuchungen zur Klärung der Genese der verschiedenen Scheelit-Kalksilikatvorkommen beitragen. MÖLLER et al. (1976a, 1976b, 1979), SCHNEIDER et al. (1975), GUNDLACH et al. (1976), GRAPPIN et al. (1979) und MORTEANI et al. (1981, 1982) bestimmen anhand spezifischer SEE-Verteilungsmuster in ausgewählten Mineralen (Calcit, Dolomit, Magnesit, Fluorit) die Genese dieser Minerale. MÖLLER & MORTEANI (1983) unterscheiden z.B. anhand von Tb/Ca - Tb/La-Diagrammen "sedimentäre", "hydrothermale" und "pegmatitische" Fluorite.

In Anlehnung an die Ergebnisse obiger Autoren sollen die SEE-Verteilungsmuster von Gesamtgesteinsanalysen dargestellt werden. Ziel ist es, spezifische SEE-Verteilungsmuster den verschiedenen Lagerstättentypen zuzuordnen und auf diese Weise Aussagen zur Genese der Scheelitvorkommen zu untermauern.

2. Geologischer Rahmen

2.1 Das Hesperische Massiv

Als Hesperisches Massiv wird das variszische Grundgebirge Spaniens und Portugals bezeichnet. Es bedeckt einen Großteil der Iberischen Halbinsel und stellt den am weitesten westlich gelegenen Teil des variszischen Orogens Europas dar. Das dominierende Streichen der Serien des Hesperischen Massivs ist Südost-Nordwest. Nördlich der spanisch-portugiesischen Nordgrenze biegen die Serien nach Nord bzw. nach Nordost um (Ibero-Armorikanischer Bogen). Ein schematisches Querprofil durch das Hesperische Massiv enthüllt einen annähernd spiegelbildlich symmetrischen Aufbau des Orogens. Im Hesperischen Massiv läßt sich ein Nordostteil mit Nordost-vergenten Strukturen und ein Südwestteil mit Südwest-gerichteten Strukturen unterscheiden. Abb. 2 zeigt die Zonengliederung des Hesperischen Massivs basierend auf der Einteilung durch LOTZE (1945).

Die folgenden Ausführungen beruhen auf den Publikationen durch RIBEIRO (1981) und JULIVERT et al. (1980).

Die Grenzziehung zwischen den einzelnen Zonen erfolgt aufgrund von tektonischen Großstrukturen. So trennt die Narcea-Antiklinale die Kantabri-

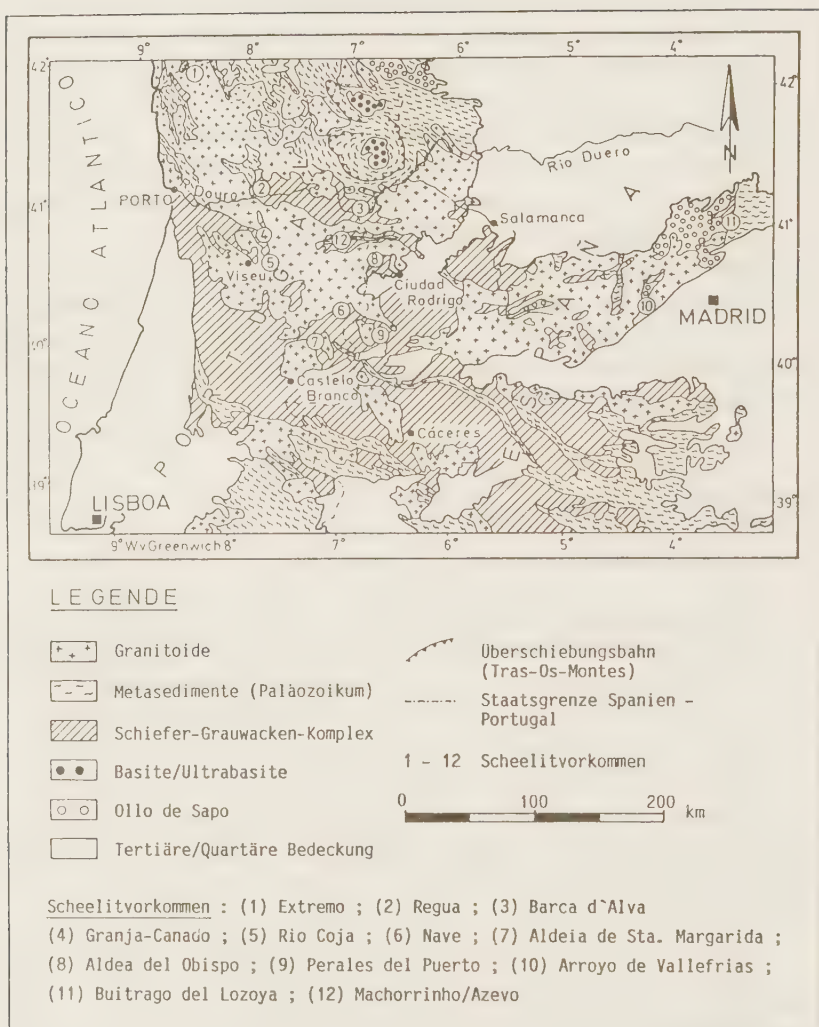


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des Hesperischen Massivs in Nord- und Zentralportugal sowie in West- und Zentralspanien
 Nr. 1 - 12 kennzeichnen die untersuchten Scheelitvorkommen
 Kartengrundlage: Tektonische Karte der Iberischen Halbinsel,
 Maßstab 1 : 1 000 000, Herausgeber: INSTITUTO GEOLOGICO Y
 MINERO DE ESPANA (1980)

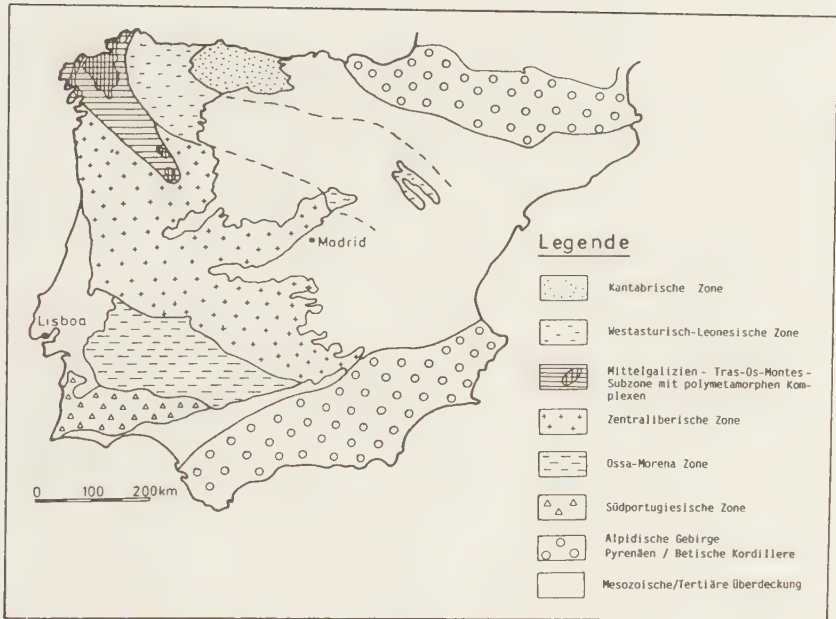


Abb. 2: Zonengliederung des Hesperischen Massivs basierend auf einer Einteilung durch LOTZE (1945) (aus JULIVERT et al., 1980 und RIBEIRO, 1981)

sche Zone von der Westasturisch-Leonesischen Zone. Diese wird wiederum durch die Ollo de Sapo-Antiklinale von der Zentraliberischen Zone abgegrenzt.

Die "Zentraliberische Zone" wird in die Mittelgalizien - Trás-Os-Montes-Subzone und die "Zentraliberische Zone i.e.S." untergliedert.

2.1.1 Die Mittelgalizien - Trás-Os-Montes-Subzone

Fünf polymetamorphe, vorherrschend aus basischen bis ultrabasischen Gesteinen aufgebaute Komplexe charakterisieren die Mittelgalizien-Trás-Os-Montes-Subzone. Diese polymetamorphen Komplexe werden von monometamorphen silurischen bis devonischen Serien umgeben, die vielfache Einschaltungen von basischen und sauren Vulkaniten aufweisen. Der Kontakt

der polymetamorphen Komplexe zu diesen Serien wird durch Überschiebungsbahnen bzw. breite Störungszonen gekennzeichnet.

In den polymetamorphen Komplexen finden sich die ältesten Gesteine der Iberischen Halbinsel. VAN DER MEER MOHR (1981) erwähnt ein Metamorphosealter von 1.5 bis 1.0 Mrd. y für Para- bzw. Orthogneise und ein Intrusionsalter von 477 ± 12 My für Lherzolite des Cabo Ortegal-Komplexes. Schwere-Messungen belegen eine minimale Teufenerstreckung dieses Komplexes von 3 km (VAN OVERMEEREN, 1975). Nach wie vor ungeklärt ist Entstehung und Mechanismus der Platznahme dieser polymetamorphen Komplexe.

2.1.2 Die Zentraliberische Zone

Die Sedimentationsgeschichte der Zentraliberischen Zone ist durch eine mächtige, aber diskontinuierliche Schichtentwicklung vom jüngeren Präkambrium bis zum höchsten Silurium charakterisiert (WALTER, 1982). Die Zentraliberische Zone ist das eigentliche Rückgrat des variszischen Orogens der Iberischen Halbinsel. Beiderseits der Axialzone zeigen die Falten nach außen gerichtete Vergenz. Der wesentliche strukturelle Unterschied zur Westasturisch-Leonesischen Zone besteht darin, daß die Arenig-Quarzite (Armorikanischer Quarzit) der Zentraliberischen Zone mit Winkeldiskordanz über die jungpräkambrischen bis kambrischen Flysch-Abfolgen des Schiefer-Grauwacken-Komplexes transgredierte (sardische Phase), während in der Westasturisch-Leonesischen Zone ein konkordanter Verband zu beobachten ist (JULIVERT et al., 1980).

Eine von Porto bis Cordoba verfolgbare Großstörung trennt die Zentraliberische Zone von der Ossa-Morena-Zone. Entlang dieser Störung treten polymetamorphe präkambrische Gneise, Amphibolite und Ultrabasite auf. RIES & SHACKLETON (1971), RIBEIRO (1974) und BARD et al. (1980) sehen diese Störung als ehemalige Subduktionszone an.

Eine nach Nordosten einfallende Überschiebungsbahn trennt die Ossa-Morena-Zone von der Südportugiesischen Zone.

Die Südportugiesische Zone zeichnet sich durch ein bis zu 4000 m mächtiges Karbon in Kulm-Fazies und durch saure und basische Vulkanitabfolgen aus. Die wirtschaftlich bedeutenden Sulfidvererzungen Südspaniens und Südporgals sind vor allem an den sauren Vulkanismus gebunden. Die Vulkanitabfolgen und die Sulfidvererzungen bilden den 25 bis 40 km breiten "Pyrit-Gürtel", der vom Guadalquivir bei Sevilla bis zum Sado-Becken in Portugal zu verfolgen ist.

2.1.3 Plattentektonische Vorstellungen zur Entstehung des Hesperischen Massivs

Die Entwicklungsgeschichte des Hesperischen Massivs ist seit langem Gegenstand der Diskussion. Ausgangspunkt sämtlicher Überlegungen ist die Frage nach der Entstehung der polymetamorphen, basischen bis ultrabasischen Komplexe in Nordostportugal und Galizien. Die folgenden Hypothesen werden erwogen:

Die polymetamorphen Komplexe stellen entweder Mantel-Diapire dar, die durch Obduktion in ihre jetzige Position gebracht wurden (VOGEL & DEN TEX, 1962, 1981, DEN TEX, 1966, MAASKANT, 1970, KEASBERRY et al., 1976, VAN CALSTEREN, 1977 a, b, VAN CALSTEREN et al, 1979, KEASBERRY, 1979, VAN DER MEER MOHR et al., 1981) oder sie repräsentieren Erosionsreste (Klippen) einer variszischen Deckenstruktur (RIES & SHACKLETON, 1971, NICOLAS, 1972, BARD et al., 1973, 1980, BADHAM & HALLS, 1975, LORENZ, 1976, ARTHAUD & MATTE, 1977, LEFORT, 1979, CHAURIS, 1980, TOLLMANN, 1982).

Die folgenden Hypothesen zur Entstehungsgeschichte des Hesperischen Massivs beruhen auf den oben genannten Deutungen:

I: Die Schule von LEIDEN/Niederlande, hat das Graben-Mantelkissenmodell für das Nördliche Hesperische Massiv zu dem eines aulakogenen, ensialischen Orogens für das ganze Massiv weiterentwickelt (VOGEL & DEN TEX, 1962, 1981, DEN TEX, 1966, MAASKANT, 1970, KEASBERRY et al., 1976, VAN CALSTEREN, 1977 a, b, VAN CALSTEREN et al, 1979, KEASBERRY, 1979, VAN DER MEER MOHR et al., 1981).

Sämtliche gebirgsbildende, metamorphe und magmatische Prozesse sollen nach Meinung dieser Autoren auf ein Mantelkissen zu beziehen sein, das im Jungpräkambrium die Basis der Lithosphäre erreicht. Die resultierende Aufdomung und Ausdünnung der Kruste bedingt die Anlage einer breiten rift-Zone. Subsidenz, Beckenbildung, Blockfaltung und ein gleichzeitiger bimodaler Vulkanismus charakterisieren den obersten Zeitabschnitt des Präkambriums und das Unter-Kambrium. Die Intrusion von Mantel-Diapiren vor ca. 500 My löst eine anatektische Granitbildung aus.

Eine letzte Kompressionsphase vor ca. 280 My ist durch die Abkühlung des Mantelkissens zu erklären. Sie bewirkt die Obduktion der polymetamorphen Komplexe (DEN TEX, 1980).

II: Eine andere Auffassung vertreten RIES & SHACKLETON, 1971, NICOLAS, 1972, BARD et al., 1973, 1980, BADHAM & HALLS, 1975, LORENZ, 1976, ARTHAUD & MATTE, 1977, LEFORT, 1979, CHAURIS, 1980, TOLLMANN, 1982.

Sie sehen Subduktion (z.B. entlang der oben beschriebenen Porto-Cordoba-Störungszone) und anschließende Kontinent-Kontinent-Kollision als die Mechanismen der Gebirgsbildung an. Die polymetamorphen Komplexe Nordostportugals und Galiziens sollen Erosionsreste von Ferndecken darstellen. Die Wurzelzone dieser Decken ist nach Meinung der Autoren im Westen zu suchen.

2.2 Die Wolframvorkommen der Iberischen Halbinsel

Wolframvorkommen finden sich vor allem im Westen und Nordwesten der Iberischen Halbinsel.

Gangförmige und an Kalksilikatgesteine gebundene Vererzungen bilden die beiden wesentlichen Lagerstättentypen. Die gangförmigen Vererzungen weisen die größere wirtschaftliche Bedeutung auf. Sie werden von ARRIBAS (1979) aufgrund ihrer Mineralparagenesen in zwei Gruppen unterteilt:

1. Quarz-Cassiterit-Wolframit (z.B. Garrovillas/Cáceres)
2. Quarz-Scheelit + Wolframit (La Parilla/Badajoz; Barruecopardo/Salamanca). Barruecopardo war bislang der wesentlichste Wolframproduzent Spaniens.

Die gleichen Paragenesen lassen sich auch in Portugal nachweisen (THADEU, 1977). Hier sind vor allem die Lagerstätten von Panasqueira (Cassiterit und Wolframit) und Borralha (Wolframit und Scheelit) zu nennen (Abb. 3), die Portugals Stellung als größter Wolframproduzent Europas begründen. Portugal produzierte 1983 1908 t Wolfram (Metallinhalt) aus Wolframiterzen und 78 t Wolfram aus Scheeliterzen. Die Wolframproduktion Spaniens lag bei 540 t Wolfram (Quelle: MINING ANNUAL REVIEW, 1984).

Die wirtschaftliche Bedeutung der Scheelit-Kalksilikatvorkommen ist gegenwärtig gering. Wenige Vorkommen (Covas/Valdarcas, Tarouca, Sta. Leocardia in Portugal, Morille in Spanien) stehen momentan in Abbau oder werden in Kürze in Produktion gehen. Eine Untersuchung dieser Vorkommen war aufgrund negativer Firmenentscheidungen nicht möglich.

Abb. 3 zeigt die an Kalksilikatgesteine gebundenen Scheelitvorkommen Spaniens und Portugals.

Betrachtet man die Verteilung der Scheelitvorkommen, so ist vor allem die Konzentration von Wolframvorkommen in Portugal auffallend. Alle Vorkommen liegen innerhalb eines maximal 100 km breiten Streifens, der

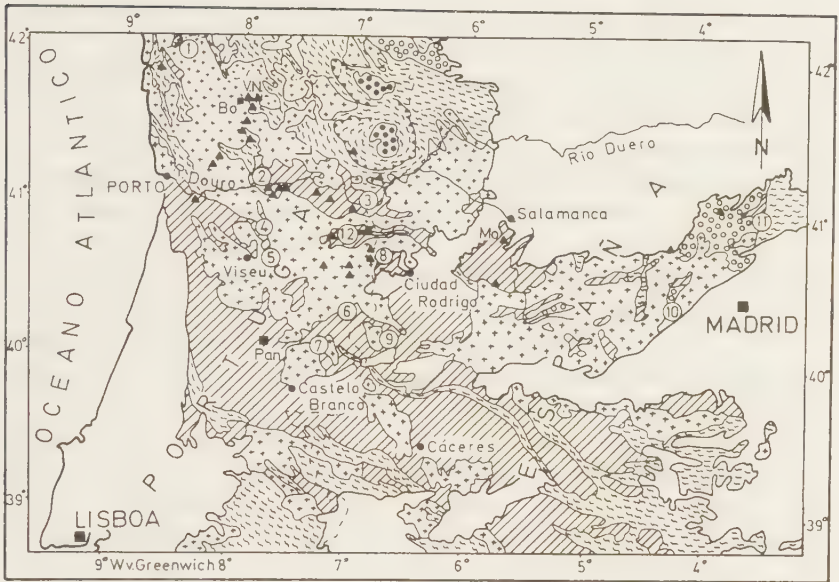


Abb. 3: Wolframvorkommen in Nord- und Zentralportugal sowie in West- und Zentralspanien.

(1-12) Lage der untersuchten Scheelitvorkommen

(▲) Scheelit-Kalksilikatvorkommen

(■) gangförmige Cassiterit-Wolframit- bzw. Scheelit-Wolframit-Lagerstätten:

Pan Panasqueira

Bo Borralha

VN Scheelit-Kalksilikatvorkommen bei Venda Nova

Mo Scheelit-Kalksilikatvorkommen bei Morille

Lage der Vorkommen zusammengestellt nach: RIBEIRO (1971), FERREIRA PINTO & BARROS (1977, 1978, 1979), FERREIRA PINTO (1979), ARRIBAS (1980), FARINHA RAMOS & VIEGAS (1980), VILADEVALL et al. (1980), BERNARDO DE SOUSA (1981), CASQUET & TORNOS (1984) und eigener Bearbeitung

Legende: siehe Abbildung 1

sich von Nordportugal parallel zum Nordwest-Südost-Streichen der Metasedimentserien des Hesperischen Massivs bis in das Zentralkastilische Scheidegebirge ("sistema central") verfolgen läßt.

Die genetische Deutung der Scheelit-Kalksilikatvorkommen ist Gegenstand der Diskussion. Ein Teil der Bearbeiter (FERREIRA PINTO & BARROS, 1977,

1978, 1980, THADEU, 1977, FERREIRA PINTO, 1978, 1979, BERNARDO DE SOUSA, 1979, 1981, FARINHA RAMOS & VIEGAS, 1980, STEMPROK, 1980,) sieht ausschließlich die Granite/Granodiorite als Erzbringer an. Nach ihrer Meinung sind sämtliche portugiesischen Scheelit-Kalksilikatvorkommen kontaktmetasomatischer Entstehung.

Gegenteilige Meinungen vertreten BAYER (1968), NORONHA & SAAVEDRA (1975), NORONHA (1976), PELLITERO PASQUAL (1980), und vor allem ARRIBAS (1979, 1980).

BAYER (1968) postuliert für die Lagerstätte Covas/Valdarcas eine vulkano-sedimentäre Genese im Sinne von MAUCHER (1965) und HÖLL & MAUCHER (1967). THADEU (1983, pers. Mitteilung) hält diese genetische Deutung für unwahrscheinlich. Dieser Meinung stimme ich aufgrund einer persönlichen Befahrung der Lagerstätte zu.

ARRIBAS (1979, 1980), und PELLITERO PASQUAL (1980) sowie NORONHA & SAAVEDRA (1975) bzw. NORONHA (1976) nehmen für die Scheelitvorkommen von Morille/Provinz Salamanca bzw. Venda Nova (Nordportugal) aufgrund gefügekundlicher Untersuchungen eine primär synsedimentär-diagenetische Scheelitführung an. Sie können die Herkunft des Wolframs allerdings nicht erklären.

Eine submarin-hydrothermale Wolframzufuhr erscheint mir unter Berücksichtigung meiner Geländeuntersuchungen für das Vorkommen von Venda Nova möglich (Kapitel 4.12).

DERRE et al. (1982) beschäftigen sich ebenfalls mit der Problematik von Wolfram-Präkonzentrationen in Kalksilikatgesteinen der Provinz Trás-Os-Montes. Sie untersuchen Quarzite mit geringen Anteilen an Kalksilikatmineralen. Ihre Studie belegt allerdings, daß sowohl die Scheelitmineralisationen als auch Wolframanomalien von wenigen ppm W ohne makroskopisch erkennbare Scheelitführung an den Kontakthof der Granite gebunden sind.

In einer früheren Arbeit behandelt DERRE (1982) die Verteilung der Sn-W-Lagerstätten der Iberischen Halbinsel. Sie kommt zu dem Schluß, daß sich Ost-West-streichende, 50 - 70 km breite Bänder mit Wolfram- bzw. Zinn-Vormacht abwechseln. Diese Bänder sind unabhängig von den variszischen Großstrukturen, woraus DERRE (1982) auf Sn-W-Anomalien vor den Granitintrusionen im Zuge der variszischen Orogenese schließt.

3. Arbeitsmethoden

3.1 Geländearbeiten

Folgende Geländearbeiten wurden durchgeführt:

1. Prospektion (stream sampling) in weiten Teilen West- und Zentralspaniens. Nachweis bisher unbekannter Scheelitvorkommen.
2. Kartierung der ausführlich behandelten Scheelitvorkommen von Regua, Barca d'Alva, Aldeia de Sta. Margarida, Aldea del Obispo und Perales del Puerto (Granja/Canado).
3. Tektonische und gefügekundliche Geländeaufnahmen.
4. Problembezogene Probennahme mit dem Ziel, genetische Aussagen aufgrund petrographischer und geochemischer Untersuchungen zu ermöglichen.
5. Befahrung weiterer Scheelitvorkommen zu Vergleichszwecken.

3.2 Petrographie

Die petrographische Gesteinsbeschreibung stützt sich auf ca. 200 Dünnschliffe und 40 Erzanschliffe. Einige Minerale wurden durch Röntgendiffraktometeraufnahmen überprüft (Granat, Prehnit). Die Bestimmung des Mineralbestands resultiert aus Auszählungen von jeweils 1000 Punkten mit einem SWIFT-Pointcounter.

3.3 Geochemie

Die Untersuchungen konzentrieren sich auf die fünf oben erwähnten Erzvorkommen. Von den restlichen Vorkommen liegt jeweils eine geringe Analysenzahl zu Vergleichszwecken vor. Die Analysen dieser weniger intensiv behandelten Vorkommen werden aber in die statistische Auswertung einbezogen.

Besonderes Interesse gilt den SEE. Die Darstellung der SEE erfolgt in chondrit-normierter Form. Als durchschnittliche SEE-Gehalte der Chondrite dienten die von NAKAMURA (1974) und HASKIN et al. (1966, für Tb und Y) angegebenen Konzentrationen.

3.3.1 EDRFA-Messungen

Probenaufbereitung:

Die grob gebrochenen Gesteinsproben wurden in der Scheibenschwingmühle mit Widia- bzw. Cr-Ni-Einsatz analysenfein gemahlen. Die H_2O^- -Bestimmung erfolgte nach 60minütigem Erhitzen im Trockenschrank bei $110^{\circ}C$, die Messung des Glühverlusts (G.V.) nach zweistündigem Glühen bei $900^{\circ}C$. Das geglühte Pulver wurde mit Lithiumtetraborat als Flußmittel im Verhältnis 1:2 versetzt und im Induktionsofen zu Schmelztabletten verarbeitet. Die Messung der Elementkonzentrationen der Quarzite wurde an Pulvertabletten (3.6 g Gesteinspulver, 0.4 g SASMU) vorgenommen.

Das energiedispersive RFA-Gerät der Fa. EG & G INSTRUMENTS (früher ORTEC) vom Typ TEFA 6110 mit 32 kbyte PDB 11/04 Computer und DEC-2-Drive-Floppy-Disc diente der Bestimmung der Haupt-, Neben- und Spuren-Elementgehalte.

Die Meßparameter waren wie folgt:

Mo-Anode 10 kV/200 A (45 kV/100 A)

0-10 KeV (0-40 KeV)

Kein Filter (Mo-Filter), 100 s (200 s)

(in Klammern die Daten für die Messung der
Spurenelementanalysen)

Die zur Messung notwendigen Eich- und Korrekturprogramme wurden von Herrn Prof. Dr. K. WEBER-DIEFENBACH erarbeitet. Als Eichproben standen internationale Gesteinsstandards sowie Laborstandards zur Verfügung.

Die Messungen wurden von Herrn Prof. Dr. K. WEBER-DIEFENBACH betreut.

Zu Grundlagen und Nachweisgrenzen der EDRFA siehe u.a. HAHN-WEINHEIMER et al. (1984), SCHROLL (1975), WEBER-DIEFENBACH (1979).

3.3.2 NAA-Messungen

Proben- und Standardvorbereitung:

100 bis 250 mg Probenpulver wurden in Polyethylenbeutel eingeschweißt. Als Standard dienten auf Filterpapier eingetrocknete Flüssigstandards (für Wolfram und Arsen), Drähte einer Au-Al-bzw. Co-Al-Legierung (DEGUS-SA AG) bzw. die Internationalen Gesteinsstandards BR (Basalt, CRPG, Nancy), ZGI-GM (Granit, Meissen, ZGI, Berlin) und SY-2 (Syenit, Geol. Survey of Canada).

Die Au/Co-Sonden erlauben eine präzise Bestimmung der Neutronenflußverhältnisse und somit die quantitative Errechnung der Elementkonzentrationen [Monostandard-Methode, KIM (1981), (angewandt zur Ermittlung der Sn-, Se- und Ba-Gehalte)].

Bestrahlung und Meßverfahren:

Die Bestrahlung erfolgte im Forschungsreaktor (FRM) der Technischen Universität München.

Die in einem Drehteller verpackten Proben wurden 3 Stunden bei einem thermischen Fluß von $8 \times 10^{12} \text{ n}_{\text{th}} \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ bestrahlt. Die Rotation des Drehtellers während der Bestrahlung garantiert die homogene Aktivierung sämtlicher Proben. Die Aufnahme der γ -Spektren erfolgte durch einen Ge(Li)-Detektor mit einer Auflösung von 2.2 keV für Co-60 (1332.5 keV-Linie). Unter Berücksichtigung der Halbwertszeiten konnten alle gesuchten Elemente im Rahmen zweier Meßserien bestimmt werden (erste Meßserie nach einer Abklingzeit von 3 - 4 Tagen zur Bestimmung von W, Au und As; zweite Meßserie nach 10 - 12 Tagen).

Sämtliche Arbeiten erfolgten am Institut für Radiochemie der Technischen Universität München. Die Messungen wurden im Zusammenarbeit mit Herrn H. MÜLLER durchgeführt und von Herrn Dr. H. STÄRK betreut.

Für weitere Informationen zur Bestrahlung, Meß- und Auswerteverfahren sowie Nachweisbarkeitsgrenzen siehe KIM & STÄRK (1970), ZINNER et al. (1973), HÜLL et al. (1979), KIM (1981), DAHMEN (1981).

3.4 Statistische Berechnungen

Das Programm SPSS [statistical package for the social sciences, NIE et al. (1975)] bildet die Grundlage sämtlicher statistischer Berechnungen, die am Leibniz-Rechenzentrum der Bayerischen Akademie der Wissenschaften durchgeführt wurden.

3.4.1 Deskriptive Statistik

Die in Tabellenform angegebenen Werte:

Durchschnittsgehalt $\bar{x}$; Standardabweichung s ; Minimalwert **min** und Maximalwert **max** gehen auf die Berechnungen mittels des Programms "condescriptive" zurück. Die Trennung der Spurenelemente in zwei Gruppen gemäß dem Meßverfahren (EDRFA bzw. NAA) bleibt aufgrund der unterschiedlichen Analysenzahlen bestehen.

3.4.2 Prüfung auf Normalverteilung und Transformationen

Die multivariaten Statistikprozeduren gehen von normalverteilten Grundgesamtheiten aus. Das Programm NPAR-TESTS K-S (Normal) (KOLMOGOROV-SMIRNOV-Test für eine Stichprobe) prüft, ob die Werte normalverteilt sind. Geologisches Probenmaterial ist selten normalverteilt. Um eine angenäherte Normalverteilung zu erreichen und den Einfluß sehr hoher Spurenelementkonzentrationen zu mindern, erfolgte eine log-Transformation des Datenkörpers [$y = \lg(x)$].

Zuvor wurde den Spurenelementgehalten unterhalb der Nachweisgrenze der Wert 1 zugeordnet. Das Einfügen von "missing values"-Karten in den Programmablauf ermöglicht den Ausschluß der Proben mit Elementkonzentrationen unterhalb der Nachweisgrenze.

Sehr hohe Wolframgehalte führten teilweise zu einer meßtechnisch bedingten Verzerrung der durch die EDRFA gemessenen Spurenelementgehalte (z.B. Erhöhung der Meßwerte an Pb, Zn, Cu). Aus diesem Grund wurden die durch die EDRFA bestimmten Spurenelemente (Tabelle 1 - 13) der scheitelführenden Kalksilikatgesteine aus der statistischen Bearbeitung ausgeschlossen.

3.4.3 Korrelationen

Das Programm "PEARSON CORR" berechnet die PEARSON Produkt-Moment-Korrelationskoeffizienten. Besonderes Interesse gilt dem Element Wolfram. Die Ergebnisse sind jeweils in Form einer Korrelationsmatrix dargestellt. Dabei wurde aus Gründen der Übersichtlichkeit auf eine Auflistung der Korrelationskoeffizienten verzichtet, um die Korrelationen aller 42 gemessenen Elemente in einer Abbildung präsentieren zu können. Es scheinen nur die Korrelationen auf, die ein Signifikanzniveau von 95 % (90 % für das Element Wolfram) aufweisen. Kreise bzw. Rechtecke markieren negative bzw. positive Korrelationen. Aus Platzgründen sind die Hauptelemente SiO_2 bis MnO durch **Si** bis **Mn** gekennzeichnet. Die Korrelationskoeffizientenmatrix findet sich im Anhang.

3.4.4 Faktorenanalyse

Programm: FACTOR - mit "Voreinstellung PA 2 = Hauptkomponentenanalyse mit Kommunalitäteniteration" (NIE & HULL, 1983). Die Zahl der extrahierten Faktoren richtet sich nach dem KAISER-Kriterium (KAISER, 1972).

Hauptziel der Faktorenanalyse ist die Datenreduktion, d.h. die Zusammen-

fassung mehrerer Variabler zu erklärungsrelevanten Faktoren. Diese Zusammenfassung mehrerer Elemente in einem Faktor kann zur Erklärung der Genese oder zur Demonstration gesteinspezifischer Charakteristika dienen. Die Bestimmung der Faktoren beruht auf der Berechnung der Korrelationskoeffizienten (SCHUCHARD-FICHER et al., 1980).

3.5 Abkürzungen

Nachstehend sind die im Text verwendeten Abkürzungen aufgeführt:

Ab	Albit
Akt	Aktinolith
Apa	Apatit
Bi	Biotit
Cc	Calcit
Chl	Chlorit
Di	Diopsid
Epi	Epidot
Fl	Fluorit
Gra	Granat
Hbl	Hornblende
Hgli	Hellglimmer
Kfsp	Kalifeldspat
Klz	Klinozoisit
Musk	Muskovit
Plag	Plagioklas
Pr	Prehnit
Qz	Quarz
Sche	Scheelit
Ti	Titanit
Trem	Tremolit
Tu	Turmalin
Ves	Vesuvian
Wol	Wollastonit
Akz	Akzessorien
Erz	opake Erzminerale
CXG	Präordovizischer Schiefer-Grauwacken-Komplex
EDRFA	Energiedispersive Röntgenfluoreszenzanalyse
NAA	Neutronenaktivierungsanalyse (synonym mit INAA = instrumentelle Neutronenaktivierungsanalyse)
SEE	Seltene Erden Elemente
LSEE	Leichte Seltene Erden Elemente (in Anlehnung an die im englischen Sprachgebrauch übliche Abkürzung LREE = light rare-earth elements; La-Eu)

SSEE	Schwere Seltene Erden Elemente (in Anlehnung an die im englischen Sprachgebrauch übliche Abkürzung HREE = heavy rare-earth elements, Tb-Lu)
cn	chondrit-normiert
n.b.	nicht bestimmt
Sp	Spuren

3.6 Nomenklatur

EINAUDI & BURT (1982) schlagen folgende Namen zur Bezeichnung von Kalksilikatgesteinen vor:

Kalksilikat-Hornfels: vorherrschend feinkörnige Kalksilikatgesteine, die durch isochemie Umkristallisation unreiner Karbonatgesteine entstanden sind.

Skarn: Grobkörnige Kalksilikatgesteine, deren Bildung durch Infiltration oder Diffusion metasomatischer Lösungen aus karbonatischen Gesteinen erfolgte.

Skarnoid: Die Skarnoide ähneln im Mineralbestand den Skarnen, weisen aber eine komplexe bzw. unsichere Entstehung auf (z.B. gangförmige Kalksilikatgesteine).

In Anlehnung an diese Begriffsdefinitionen werden die Namen **Kalksilikatfels**, (im Sinne von Kalksilikat-Hornfels), **Skarn** und **Skarnoid** verwendet.

4. Die Scheelitvorkommen

4.1 Das Scheelitvorkommen von Extremo

4.1.1 Geographische Lage/Geologischer Rahmen

Das Scheelitvorkommen von Extremo liegt bei km 49,9 der Straße N301 von Extremo nach Paredes de Coura im äußersten Nordwesten Portugals. Es ist das am weitesten nördlich gelegene Vorkommen, das in die Untersuchungen einbezogen wurde.

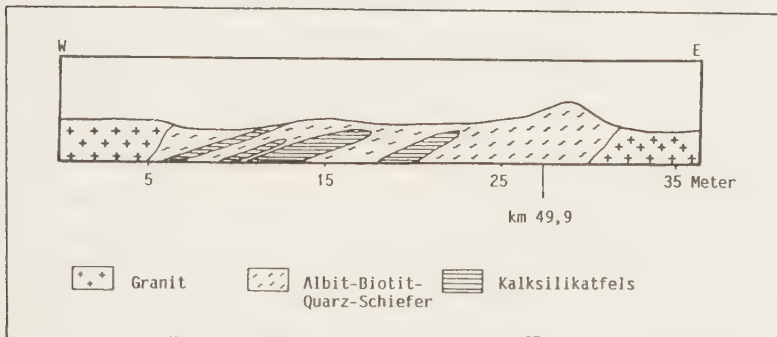


Abb. 4: Aufschlußskizze des Scheelitvorkommens von Extremo

Vier Kalksilikatfelslagen (20 - 120 cm mächtig) sind in kontaktmetamorph überprägte Albit-Biotit-Quarz-Schiefer des Schiefer-Grauwacken-Komplexes eingeschaltet. Die Metasedimente bilden eine geringmächtige Gesteins-scholle, die von einem porphyrischen Biotit-Granit umgeben wird.

Die ungünstigen Aufschlußverhältnisse (die einzigen Aufschlüsse finden sich entlang der oben erwähnten Straße) verhinderten eine genaue tektonische Aufnahme zur Klärung möglicher Isoklinalfalten. Das Auskeilen der Kalksilikatfelslagen im Aufschlußbereich ist vermutlich auf eine Boudinage zurückzuführen. Lesesteine belegen die streichende Fortsetzung der Meta-sedimente auf etwa 20 m.

Eine kurze petrographische Beschreibung der Kalksilikatfelse und der Scheelitmineralisation findet sich bei FERREIRA PINTO & BARROS (1980). Diese Autoren sehen den Granit als Erzbringer an.

4.1.2 Petrographie

4.1.2.1 Albit-Biotit-Quarz-Schiefer

Dunkelgraue, graphitführende Albit-Biotit-Quarz-Schiefer stellen die typischen Rahmengesteine der Kalksilikatfelslagen im nördlichen Portugal und z.T. auch in Spanien dar. In fast allen untersuchten Scheelitvorkommen wurde dieser Schiefertyp angetroffen (Kapitel 6).

Die dunkelgrauen Gesteine zeigen eine charakteristische Bänderung im mm-Bereich, die durch lagige Anreicherungen von Albit, Quarz und Glimmermineralien verbunden mit einer unterschiedlich starken Graphitpigmentierung bedingt ist.

U.d.M.: Im Dünnschliff zeigt sich ein lepidoblastisches Gefüge aus Biotit, Hellglimmer, Albit und Quarz. Zwillingsbildungen im Albit sind in frischen Gesteinsproben gut erhalten (oft nach zwei Zwillingsystemen, Albit- und Periklingesetz).

Die kontaktmetamorphe Überprägung manifestiert sich vor allem in einer Neubildung von Andalusit. Die Andalusit-Körner reichern sich meist lagenweise an. Stengelige, z.T. senkrecht zum Lagengefüge gesproßte Kristalle dokumentieren die postkinematische Sprossung des Andalusits.

Akzessorien: Granat, Chlorit, Zirkon, opake Erzminerale

4.1.2.2 Kalksilikatfels

Die vier Kalksilikatfelslagen werden aus grau-grünen, überwiegend hornfelsartig-dichten Gesteinen aufgebaut. Ein Lagengefüge ist nicht ausgebildet. Magnetkies und stengelige Hornblende sind die wesentlichen makroskopisch erkennbaren Mineralphasen.

U.d.M.: Diopsid und Plagioklas formen ein gleichkörniges bis schwach ungleichkörniges, abschnittsweise poikiloblastisches Gefüge, wobei sowohl Diopsid als auch Plagioklas Quarz und Titanit umschließen. Siebstruktur ist auch bei den Amphibolen (gem. Hornblende, xenomorph, $ZAc = 17-24^{\circ}$, Aktinolith, idiomorph, $ZAc = 10-15^{\circ}$) zu beobachten. Aufgrund der geringen Korngröße des Plagioklas ist eine Bestimmung des Anorthit-Gehalts nicht gelungen.

Nebengemengteile und akzessorische Minerale: Klinozoisit, Zoisit, Epidot, Chlorit, Hellglimmer, Titanit, Apatit, Prehnit, Fluorit, Scheelit, Magnetkies.

4.1.2.3 Metamorphose

Aus regionalgeologischen Gründen ist für die Metasedimente im Untersuchungsgebiet eine ältere, regionalmetamorphe Prägung anzunehmen. Mineralparagenesen, die die Festlegung des Metamorphosegrades dieser Regionalmetamorphose zugelassen hätten, konnten nicht mit der nötigen Sicherheit nachgewiesen werden.

Die Metasedimente wurden bei der Granitintrusion kontaktmetamorph überprägt. Die Sprossung von Diopsid, Plagioklas und gemeiner Hornblende in den Kalksilikatfelsen und von Andalusit in den Albit-Biotit-Quarz-Schiefernist auf die Intrusion des Granits zurückzuführen. Die häufigste Reaktion zur Bildung von Diopsid bei der prograden Metamorphose kieselig-dolomitischer Sedimente liegt in der Umwandlung von Tremolit + Calcit + Quarz nach folgender Reaktionsgleichung (METZ, 1970):



METZ (1970) gibt ein Temperaturintervall von 490 - 540°C für die Diopsidbildung bei 1kbar an, wobei er X_{CO_2} -Werte < 0.1 ausschließt. Ein Beweis dafür, daß Diopsid nach obiger Reaktionsgleichung regionalmetamorph und/oder kontaktmetamorph gebildet wurde, kann nicht geführt werden. Nach WINKLER (1979) ist bei 1kbar eine Minimaltemperatur von 460°C für die Diopsidbildung zu postulieren. Mit steigendem Druck erhöhen sich die Temperaturen auf 575 ± 25°C bei 3kbar und 630 ± 25°C bei 5kbar (METZ, 1970). Die X_{CO_2} -Abhängigkeit der Reaktion zur Diopsidbildung verhindert eine präzisere Eingrenzung der P-t-Bedingungen bei der Kontaktmetamorphose. Die Mineralparagenese der Albit-Biotit-Quarz-Schiefer (Quarz + Albit + Biotit + Hellglimmer + Andalusit) spricht jedoch für P-T-Bedingungen einer "niedriggradigen" Kontaktmetamorphose ["low grade"-Metamorphose nach WINKLER (1979); Albit-Epidot-Hornfelsfazies nach TURNER (1968)].

4.1.3 Die Scheelitmineralisation

Scheelit ist an die vier Kalksilikatfelslagen gebunden, in denen er in Form unregelmäßig verteilter, hypidiomorpher oder xenomorpher Körner auftritt.

Relikte einer präkontaktmetamorphen Scheelitführung wurden in den Kalksilikatfelsen nicht nachgewiesen.

Die Kalksilikatfelse lassen sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch eine kontaktmetamorphe Überprägung erkennen, die sich in einer Auflösung des regionalmetamorphen Gefüges und in einer Umkristallisation des Mineralbestands dokumentiert.

Der Fluorit der Kalksilikatfelse ist nicht als primär sedimentärer Bestandteil, sondern vielmehr als hydrothermal im Gefolge der Granitintrusion zugeführte Mineralphase aufzufassen. Grobkörniger, unregelmäßig verteilter Magnetkies deutet möglicherweise ebenfalls eine Stoffzufuhr durch den Granit an.

Aufgrund der Geländebefunde und der Ergebnisse der petrographischen Untersuchungen erscheint eine Wolframzufuhr im Gefolge der Granitintrusion wahrscheinlich. Das gemeinsame Auftreten von Fluorit und Scheelit läßt einen Wolframtransport durch fluorhaltige Lösungen vermuten. Die Abscheidung von Scheelit erfolgte vermutlich bei der Reaktion saurer Restlösungen des Granits mit den Kalksilikatgesteinen.

4.2 Das Scheelitvorkommen von Regua

4.2.1 Einführung

In der Umgebung der Stadt Regua (Nordportugal) wurden in folgenden Gebieten Scheelitvorkommen in Kalksilikatfelslagen festgestellt:

1. 5 km westlich von Regua auf der Nord- und Südseite des Rio Douro
2. Straße Regua - Samodaez, bei Pousada
3. Straße Regua - Folgosa, südöstlich des Douro-Staudamms (Barragem de Regua)

Die Untersuchungen konzentrieren sich auf das Scheelitvorkommen 5 km westlich von Regua. Hier finden sich die besten Ausbisse entlang der Straße von Regua nach Mesao Frio bzw. entlang der parallel verlaufenden Eisenbahnlinie Regua - Porto. Ansonsten sind die Aufschlußverhältnisse aufgrund des intensiven Weinbaus (Terrassenanbau) ungünstig.

Die unter 2. und 3. genannten Scheelitvorkommen weisen anhand der Geländebefunde die gleichen Charakteristika wie das untersuchte Scheelitvorkommen auf.

FERREIRA PINTO & BARROS (1980) erwähnen die Scheelitvorkommen von Regua. Die Beschreibung und Kartierung der Scheelitvorkommen erfolgen erstmalig im Rahmen dieser Arbeit.

Albit-Biotit-Quarz-Schiefer mit Einlagerungen 2 - 40 cm mächtiger Kalksilikatfelslagen sind die dominierenden Gesteine des Untersuchungsgebietes. Sie streichen Ost-West und fallen flach nach Süden ein. Die Kalksilikatfelslagen treten entweder vereinzelt oder in dichter Wechselfolge mit den Albit-Biotit-Quarz-Schiefern auf (Abb. 6). Diskordante Pegmatit- und Aplit-Gänge stehen mit einem spät- bis postorogen intrudierten Magmenkörper in genetischem Zusammenhang. Die Magmatite sind zwar im Untersuchungsgebiet nicht aufgeschlossen, aufgrund der lokal zu beobachtenden kontaktmetamorphen Überprägung der Metasedimente (Abb. 5) ist es aber naheliegend, daß sich ein Teil des Untersuchungsgebietes in der Dachregion eines Plutons befindet (aufgrund der in einigen Kilometern Entfernung anstehenden Granite und des Auftretens der Pegmatit- und Aplit-Gänge dürfte es sich um einen Granitoid handeln).

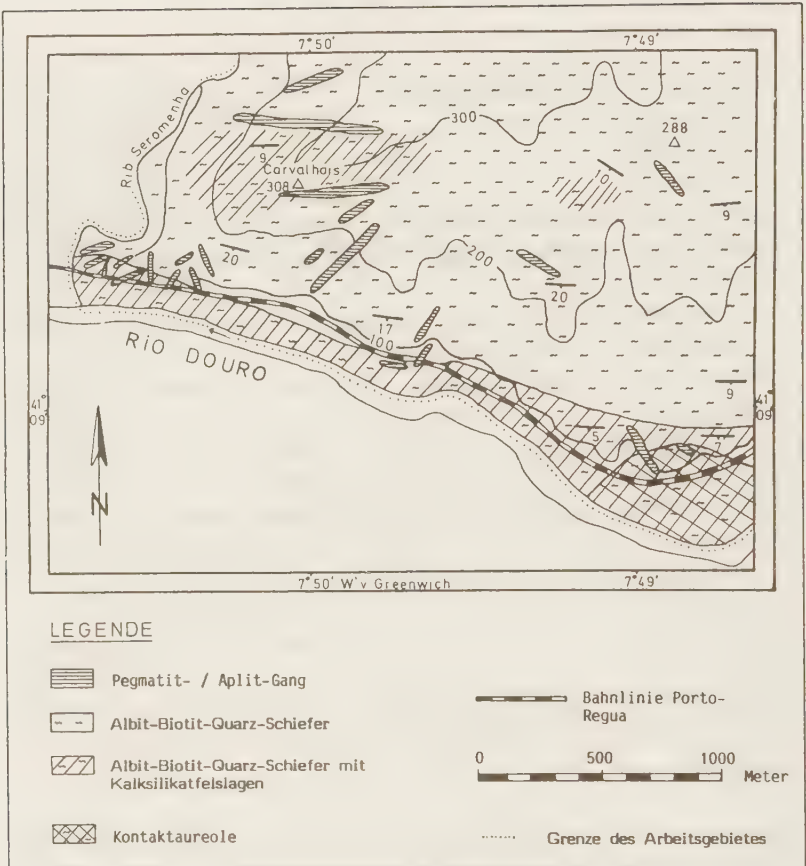


Abb. 5: Geologische Karte des Untersuchungsgebietes westlich von Regua
Eigene Kartierung auf der Grundlage der topographischen Karte
von Portugal, Maßstab 1 : 50 000, Blatt 10 C, Peso da Regua.

4.2.2 Problemstellung

Scheelit tritt ausschließlich in den Kalksilikatfelslagen auf. Ein Großteil dieser Lagen ist jedoch nicht vererzt oder weist nur sporadisch einige wenige Scheelitkörner auf. In einigen scheelitreicheren Lagen ist ein lateraler Wechsel zwischen scheelitführenden und scheelitfreien Abschnitten zu beobachten.

Die Klärung des Lagerstättentyps stand im Vordergrund des Interesses. Zwei Genesemodelle sollen diskutiert werden:

1. Die Wolframzufuhr und die Entstehung der Kalksilikatfelse wird durch kontaktmetasomatische Verdrängungen im Gefolge der Intrusion eines Granitoids gedeutet. Die Ganggesteine sind als saure Restdifferentiate dieses Granitoids anzusprechen.
2. Durch die Regionalmetamorphose wurden kieselig-karbonatische Sedimente mit Scheelit als prämetamorphem Bestandteil unter P-T-Bedingungen der oberen Grünschieferfazies zu Kalksilikatfels umgewandelt. Ein genetischer Zusammenhang mit der Intrusion der Ganggesteine bzw. mit dem unterlagernden Granitoid besteht nicht.

Die gleichförmige mineralogische Zusammensetzung der Kalksilikatfelslagen (Abb. 7), die in fast allen Lagen über eine streichende Erstreckung von mehreren 100 m zu beobachten ist, deutet auf eine regionalmetamorphe Entstehung der Kalksilikatfelse hin.

Anzeichen einer kontaktmetamorphen Überprägung der Metasedimente sind nur in einem begrenzten Teil des Arbeitsgebietes erkennbar (Abb. 5). In diesem Bereich konnte Scheelit nicht nachgewiesen werden, so daß in dem thermometamorph überprägten Gebiet keine Scheelitmineralisation und dadurch keine Hinweise für eine Wolframzufuhr durch den Granitoid erkennbar waren. Die Vererzung konzentriert sich dagegen im Westteil des Arbeitsgebietes, in dem Auswirkungen einer Kontaktmetamorphose fehlen. Der Kontakt der Ganggesteine zu den Kalksilikatfelslagen ist scharf. Die Scheelitmineralisation zeigt keine Abhängigkeit von den Pegmatit- und Aplit-Gängen. Die Geländebeobachtungen stützen somit das 2. Genesemodell.

4.2.3 Petrographie

4.2.3.1 Albit-Biotit-Quarz-Schiefer

Feinkörnige, graue Albit-Biotit-Quarz-Schiefer herrschen im Untersuchungsgebiet vor. Die graubraun verwitternden, im frischen Handstück grauen Gesteine zeigen eine Hell-Dunkel-Bänderung im Millimeter-Bereich, die durch eine lagige Anreicherung von Quarz und Albit bzw. Biotit verbunden mit einer unterschiedlich starken Graphitpigmentierung bedingt ist. In einigen Aufschlüssen sind noch ursprüngliche Sedimentgefüge (Kreuzschichtung, Rutschgefüge) in diesen Schiefen erkennbar.

U.d.M.: Albit, Biotit und Quarz sind die Hauptgemengteile der Schiefer. Albit (xenomorph, kleinkörnig, unverzwilligt, selten mit einer Zwillingslamellierung nach dem Albit-Gesetz) und Quarz bilden das Grundgewebe, das von Biotit und Hellglimmer lagenweise durchzogen wird. Die einzelnen Glimmerblättchen sind vorherrschend parallel zur Schieferung eingeregelt. Biotit läßt sich drei unterschiedlich alten Kristallisationsphasen zuordnen. Biotit I (kurze Scheite) ist parallel zur Schieferung eingeregelt, Biotit II tafelig als Querbiotit entwickelt, Biotit III bildet große, kontaktmetamorph gesproßte Poikiloblasten, die ausschließlich innerhalb der Kontaktaureole auftreten (siehe unten).

Akzessorien: Apatit, Zirkon, opake Erzminerale.

Diese regionalmetamorphen Albit-Biotit-Quarz-Schiefer wurden im Bereich der Kontaktaureole durch eine jüngere Kontaktmetamorphose zu Fleckschiefern thermometamorphosiert. Die Auswirkungen der Thermometamorphose sind besonders deutlich bei km 109 der Straße Regua - Mesao Frio erkennbar. In den Albit-Biotit-Quarz-Schiefern erfolgt eine Neubildung von Biotit. Bis zu 2 mm lange Biotit-Poikiloblasten kennzeichnen die kontaktmetamorph überprägten Albit-Biotit-Quarz-Schiefer und bewirken die weitgehende Auflösung des regionalmetamorphen Lagengefüges dieser Gesteine. Während in den ausschließlich regionalmetamorph geprägten Albit-Biotit-Quarz-Schiefern nur braune Biotite (1. und 2. Generation) auftreten, zeigen die neugebildeten Biotit-Poikiloblasten der 3. Generation sowohl braune als auch grüne Farbtöne.

Modalbestand: Albit-Biotit-Quarz-Schiefer (kontaktmetamorph)							
Nr.	Qz	Bi	Hgli	Ab	Chl	Erz	Akz
R 83	30.0	41.0	2.0	24.7	.3	1.1	.9

4.2.3.2 Kalksilikatfels

Die besten Aufschlüsse der Kalksilikatfelse finden sich ca. 100 m östlich der Eisenbahnbrücke über die Rib. Seromenha. Hier wurde das schematische Säulenprofil (Abb. 6) aufgenommen.

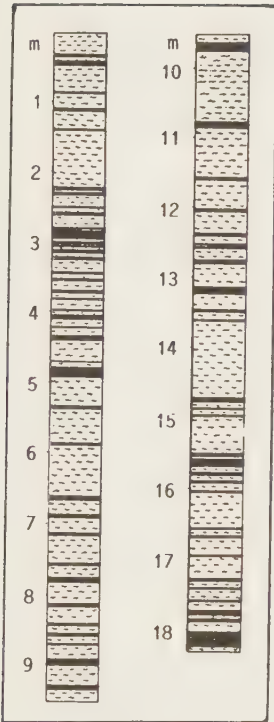


Abb. 6: Säulenprofil der Aufschlüsse östlich der Eisenbahnbrücke über die Ribera Seromenha. Wechsellagerung von Kalksilikatfelslagen (schwarz) und Albit-Biotit-Quarz-Schiefern.

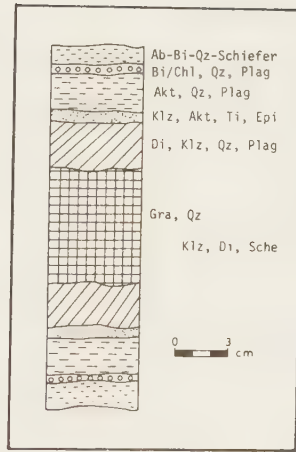


Abb. 7: Aufbau einer typischen Kalksilikatfelslage

Makroskopisch lassen sich zwei Kalksilikatfels-Varietäten unterscheiden:

1. Geringmächtige (max. 8 cm), graugrüne Lagen.

Dieser Gesteinstyp wird durch Aktinolith-Stengel in einer Matrix aus feinkörnigem Quarz und Plagioklas (kleinkörnig, unverzwilngt oder mit wenigen Zwillinglamellen nach dem Albit-Gesetz) sowie durch eine spurenhafte Magnetkiesführung gekennzeichnet. Aktinolith ($Z \Delta c = 10 - 15^\circ$) bildet oftmals radialstrahlig angeordnete Aggregate oder einzelne Leisten, die das feinkörnige Grundgewebe durchspießen.

Akzessorien: Diopsid, Titanit, Hellglimmer, Granat, opake Erzminerale.

Lagen dieses Kalksilikatfelstyps herrschen im Bereich der Kontaktaureole im Südosten des Arbeitsgebietes vor. Die Kontaktmetamorphose bewirkte eine bedeutende Kornvergrößerung des Aktinoliths, der bis zu 1.5 cm lange, divergentstrahlige Leisten bildet. Scheelit wurde in diesen kontaktmetamorph überprägten Kalksilikatfelslagen nicht nachgewiesen.

2. Der zweite Kalksilikatfelstyp zeichnet sich durch einen symmetrischen Lagenbau (Abb. 7) und durch farblich auffallende Kalksilikatminerale wie Diopsid, Granat, Vesuvian etc. aus.

Modalbestand:											
Nr.	Qz	Plag	Gra	Klz	Akt	Ves	Di	Epi	Ti	Erz	Akz
R 7	39.8	37.5	.2		19.9					1.5	1.1
R 67	32.9	.5	21.3	30.8		10.6	.5		1.8		1.6
R 23	43.6	8.9	1.1	24.0	1.1	1.8	14.9		1.7	1.1	1.8
R 30	35.9	.3	43.6	11.8		.9	4.0	.4	.7	1.4	1.0
R 7: Kalksilikatfels (1.Typ); R 67, 23, 30: Kalksilikatfels (2.Typ)											

U.d.M.: Folgende Mineralphasen wurden bestimmt: Quarz, Granat, Klinozoisit, Plagioklas, Vesuvian, Diopsid, Tremolit, Epidot, Titanit, Scheelit, opake Erzminerale (Phyrit, Magnetkies).

Quarz baut zusammen mit Klinozoisit (kleinkörnig, xenomorph) Plagioklas (überwiegend unverwilligt, xenomorph), Granat (Grossular-Spessartin-Mischkristall, körnig, xenomorph), Diopsid (z.T. bis zu 0.5 mm große, xenomorphe Körner oder stark zerlappte Aggregate, die sich randlich oder entlang von Spaltrissen in Tremolit umwandeln) und Vesuvian (xenomorph, bis 1.0 mm) das im allgemeinen fein- bis mittelkörnige, granoblastische bis hornfelsartig-dichte Gefüge auf.

Der Übergangsbereich zu den unter- bzw. überlagernden Albit-Biotit-Quarz-Schiefern wird durch eine dünne, graublau Zone gebildet, die mineralogisch dem ersten Kalksilikatfelstyp entspricht. Der folgende Abschnitt ist durch das Auftreten weißlicher bis blaßgrüner Farbtöne, der Kern der Lagen durch blaßrote Farben (Granat) charakterisiert. Der granatführende Kern der Kalksilikatfelslagen kann fehlen und durch ein grobkörniges Gemenge aus Diopsid und Klinozoisit abgelöst werden. Änderungen in der Zusammensetzung der Ausgangsgesteine zeichnen vermutlich für diesen Wechsel in der mineralogischen Zusammensetzung verantwortlich. Verdrängungsfronten mit einem Übergang von granatreichen

zu diopsid- und klinozoisitbetonten Partien sind lokal eng begrenzt. Anzeichen einer Kontaktmetamorphose fehlen, so daß die Ausbildung dieser Verdrängungsfronten durch Mobilisationen während der Regionalmetamorphose erklärt wird.

4.2.3.3 Aplit- und Pegmatit-Gänge

Das Hauptverbreitungsgebiet der bis zu 5 m mächtigen Ganggesteine liegt im Westen bzw. Südwesten des Arbeitsgebietes. Der Kontakt zu den Kalksilikatfelslagen ist scharf. Eine kontaktmetamorphe bzw. eine kontaktmetasomatische Veränderung des Mineralbestandes der Kalksilikatfelse oder der Albit-Biotit-Quarz-Schiefer durch die Ganggesteine ist nicht feststellbar.

U.d.M.: Quarz (xenomorph, bis 2.5 mm), Hellglimmer (tafelig, bis 3.0 mm) Mikroklin und der mengenmäßig dominierende Albit (bis 5 mm, meist polysynthetisch nach dem Albit-Gesetz verzwillingt, untergeordnet auch nach dem Periklin-Gesetz und Karlsbader-Gesetz; große Körner zeigen z.T. eine wolkeartige Trübung durch Einlagerung feinverteilter Mikrolithe) sind die vorherrschenden Mineralbestandteile der Aplit- und Pegmatit-Gänge.

Akzessorien: Turmalin, Rutil, Apatit, Orthit, opake Erzminerale.

4.2.3.4 Metamorphose

Im Untersuchungsgebiet ist eine Regionalmetamorphose und eine jüngere Kontaktmetamorphose zu unterscheiden.

Regionalmetamorphose:

Die Mineralparagenese der Albit-Biotit-Quarz-Schiefer (Albit + Quarz + Hellglimmer + Biotit) spricht für P-T-Bedingungen bei der Regionalmetamorphose, die einer "niedriggradigen" Metamorphose entsprechen (die Stabilität des Biotits wird erreicht; "low grade"-Metamorphose nach WINKLER, 1979; Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies der Grünschieferfazies nach TURNER & VERHOOGEN, 1960).

Fazieskritische Minerale für eine "mittelgradige" Metamorphose ("medium grade"-Metamorphose im Sinne von WINKLER, 1979) konnten nicht nachgewiesen werden.

Als weiteres Kriterium zur Bestimmung des Metamorphosegrades wird die Paragenese der Kalksilikatfelse herangezogen:

Diopsid ermöglicht eine Eingrenzung der T-Bedingungen bei der Regionalmetamorphose. Nach METZ (1970) erfolgt die prograde Diopsidbildung in kieselig-dolomitischen Gesteinen hauptsächlich durch die Umwandlung von Tremolit + Calcit + Quarz nach der Formel:

1 Tremolit + 3 Calcit + 2 Quarz $\rightleftharpoons$ 5 Diopsid + 3 CO₂ + 1 H₂O
 METZ (1970) gibt einen T-Bereich von 490 - 540°C bei 1 kbar, 575 ± 25°C bei 3 kbar und 630 ± 25°C bei 5 kbar für die Diopsidbildung an. Die Temperatur, bei der diese Reaktion abläuft, ist als eine Funktion der Zusammensetzung der binären Gasphase aus CO₂ und H₂O zu sehen METZ (1970), so daß nur ein T-Intervall bzw. eine Minimaltemperatur angegeben werden kann. METZ (1970) schließt dabei X_{CO₂}-Werte <0.1 aus, die seiner Meinung nach bei der prograden Metamorphose kieselig-dolomitischer Sedimente nicht erreicht werden. X_{CO₂}-Werte <0.1 würden die Temperaturen zur Diopsidbildung weiter senken, so daß Diopsid bei 1 kbar theoretisch bereits bei 460°C entstehen könnte.

Angaben über die P-Verhältnisse sind derzeit nicht möglich, da druckkritische Mineralparagenesen aus dem geologischen Rahmen nicht bekannt sind.

Nach FEHR (1982) und HUCKENHOLZ & FEHR (1982) kann in Grossular-Quarz-Paragenesen die Zusammensetzung von Grossular (Mischreihe Grossular-Hydrogrossular) bei Kenntnis des X_{CO₂} als druckunabhängiges Geothermometer verwendet werden.

Es wurde versucht, das Grossular_{ss}-Quarz-Thermometer auf die Granate der Kalksilikatfelse im Scheelitvorkommen von Regua anzuwenden. Die hierzu notwendigen Granat-Bestimmungen (H₂O⁺, Chemismus, Gitterkonstante) wurden freundlicherweise von Herrn Dr. K.T. FEHR und Mitarbeitern am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität München durchgeführt.

Aufgrund der Bestimmung des Glühverlusts (1.2 Gew.-%) und der Gitterkonstante (a₀ = 11.832 Å) ist auf einen Grossular mit Beimengung einer Spessartin-Komponente zu schließen.

Die Untersuchungen erlauben, eine Maximaltemperatur von 550°C für die Regionalmetamorphose anzugeben.

Kontaktmetamorphose:

Eine Kontaktaureole ist im Ostteil des Arbeitsgebietes entwickelt. In den Kalksilikatfelsen ist eine Kornvergrößerung des Aktinoliths (bis auf 1.5 cm), in den Albit-Biotit-Quarz-Schiefern eine Sprossung von Biotit-Poikiloblasten (Biotit III) auf die Thermometamorphose zu beziehen.

Die T-Bedingungen der Kontaktmetamorphose entsprechen in dem derzeit aufgeschlossenen Bereich einer "niedriggradigen" Metamorphose, die die Stabilität von Biotit erreicht ("low grade"-Metamorphose im Sinne von WINKLER, 1979). Das Auftreten von grünem Biotit kann möglicherweise als Hinweis auf niedrigere Temperaturen als bei der Bildung des regionalmetamorphen Biotits gewertet werden.

Die Umwandlung von Biotit in Chlorit ist ausschließlich an Biotit I + II zu beobachten, so daß die Diaphthoresis die Gesteine offensichtlich vor der Intrusion des Granitoids erfaßt hat.

4.2.4 Geochemie

Die geochemischen Untersuchungen dienten vor allem der Überprüfung der in Kapitel 4.2.2 genannten Hypothese einer primären Schichtgebundenheit der Scheelitmineralisation.

In Tabelle 1 sind die Haupt-, Neben- und Spurenelementgehalte der scheelitführenden und scheelitfreien Kalksilikatfelse aufgelistet (die Abgrenzung scheelitführender gegenüber scheelitfreien Kalksilikatgesteinen erfolgte unter UV-Licht). Geringe Unterschiede kennzeichnen die Hauptelementkonzentrationen der zwei Gesteinsgruppen. Die scheelitführenden Kalksilikatfelse weisen geringere SiO_2 -Gehalte und erhöhte Al_2O_3 -, CaO - und K_2O -Gehalte auf. Die höheren Al_2O_3 - und CaO -Gehalte sind vermutlich auf eine stärkere Granatführung der vererzten Kalksilikatfelse zurückzuführen. Bei den Spurenelementen bestehen die Hauptunterschiede in den Cr-, Sr-, As- und Au-Konzentrationen. Die Wolframgehalte der scheelitfreien Kalksilikatfelse ($\bar{x} = 4 \text{ ppm W}$) liegen über den von WIENDL (1968) für karbonatische Sedimente angegebenen Gehalten ($\bar{x} = 0.6 \text{ ppm W}$). Die Wolframgehalte der Aplit- und Pegmatit-Gänge ($\bar{x} = 2 \text{ ppm W}$) entsprechen mit einer Ausnahme den von WIENDL (1968) für Granite angegebenen Mittelwert ($\bar{x} = 1.55 \text{ ppm W}$). Die erhöhten Gehalte in Probe R 57 (16 ppm W) lassen

	$\bar{x}$	s	min	max
Haupt- und Nebenelemente in Gew.-% (n = 10)				
SiO ₂	61.56	3.0	56.44	66.34
Al ₂ O ₃	13.46	1.5	11.27	15.15
Fe ₂ O ₃ *	2.99	.6	2.08	3.68
MgO	2.00	.3	1.51	2.61
CaO	15.11	2.6	10.61	19.50
Na ₂ O	1.48	.6	.91	2.56
K ₂ O	.65	.7	.20	2.07
TiO ₂	.63	.1	.46	.78
P ₂ O ₅	.39	.1	.32	.67
MnO	.08	.1	.02	.18
G. V.	1.18	.5	.45	2.70
Summe	99.53			
Spurenelemente in ppm (EDRFA, n = 17)				
V	52	21.4	29	102
Cr	18	18.2	Sp	56
Co	4	1.2	3	76
Ni	40	17.7	21	68
Cu	26	12.6	11	53
Zn	136	65.6	86	291
Ga	17	3.1	12	23
Rb	21	21.8	Sp	58
Sr	427	176.1	194	742
Y	20	4.8	11	25
Zr	199	72.2	99	313
Pb	49	30.8	22	117
Spurenelemente in ppm (NAA, n = 6)				
Sc	8	1.7	6	11
As	71	34.1	17	114
Sb	1	.8	Sp	3
Cs	4	3.2	Sp	9
Ba	54	75.6	Sp	195
Hf	8	1.7	6	9
Ta	1.3	.4	.7	1.9
W	1217	1448.0	18	3379
Au (ppb)	13	7.9	Sp	23
Th	12	2.9	8	16
U	3	1.2	Sp	4
La	39	4.2	32	44
Ce	81	13.3	Sp	63
Nd	39	21.8	Sp	63
Sm	8	1.0	6.8	9.5
Eu	1.9	.8	1.1	3.4
Tb	1.3	.3	Sp	1.8
Yb	3.4	.6	2.9	4.2
Lu	.5	.1	.5	.6
Fe ₂ O ₃ * : Gesamteisen als Fe ₂ O ₃				

	$\bar{x}$	s	min	max
Haupt- und Nebenelemente in Gew.-% (n = 17)				
SiO ₂	64.08	4.0	56.71	73.60
Al ₂ O ₃	12.54	1.2	10.63	16.13
Fe ₂ O ₃ *	3.50	.6	2.66	4.26
MgO	2.18	.3	1.25	2.67
CaO	12.89	3.4	5.83	19.47
Na ₂ O	1.41	.4	.57	2.06
K ₂ O	.35	.2	.15	.98
TiO ₂	.68	.1	.52	.81
P ₂ O ₅	.32	.0	.26	.43
MnO	.12	.1	.03	.45
G. V.	1.18	.5	.45	2.70
Summe	99.25			
Spurenelemente in ppm (EDRFA, n = 17)				
V	57	12.8	31	79
Cr	50	26.1	11	120
Co	5	1.2	3	8
Ni	28	10.2	7	43
Cu	32	18.0	7	79
Zn	94	23.3	61	133
Ga	16	2.2	12	21
Rb	16	13.6	Sp	52
Sr	304	103.4	122	509
Y	23	6.8	7	34
Zr	193	73.4	66	389
Pb	32	13.7	12	58
Spurenelemente in ppm (NAA, n = 6)				
Sc	10	2.3	6	13
As	32	47.8	Sp	128
Sb	1	.2	1	1.4
Cs	6	7.5	Sp	21
Ba	83	81.9	Sp	191
Hf	11	2.5	8	14
Ta	1.5	.6	.4	2.3
W	4	3.2	1	10
Au (ppb)	3	4.1	Sp	11
Th	11	2.9	8	16
U	1	.5	Sp	2
La	39	11.4	24	56
Ce	95	22.9	65	132
Nd	53	17.4	27	73
Sm	6.8	1.5	5.1	8.9
Eu	2.1	.8	Sp	3.0
Tb	1.2	.3	.9	1.5
Yb	3.5	.3	2.9	3.9
Lu	.4	.2	.1	.5
Fe ₂ O ₃ * : Gesamteisen als Fe ₂ O ₃				

Tab. 1: Durchschnittliche Elementgehalte der Kalksilikatfelse im Scheelitvorkommen von Regua. Linke Hälfte: scheelitführende Kalksilikatfelse (> 10 ppm W); rechte Hälfte: scheelitfreie Kalksilikatfelse (< 10 ppm W); $\bar{x}$ = Mittelwert; s = Standardabweichung; min = Minimalwert; max = Maximalwert

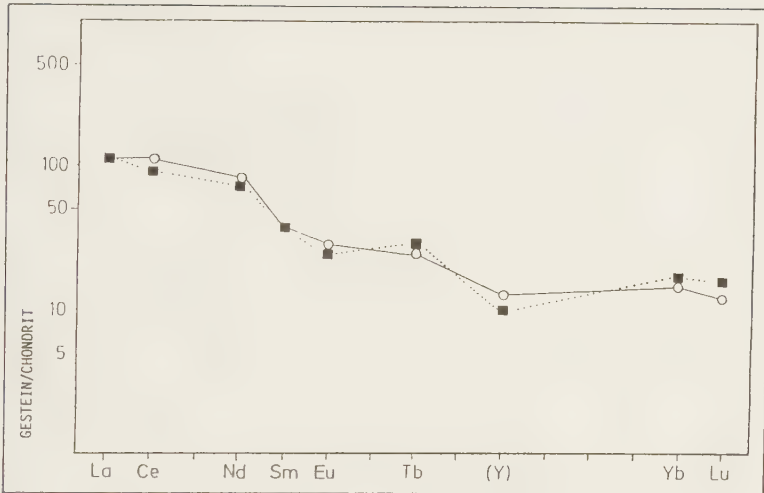


Abb. 8: SEE-Verteilungsmuster der scheelitführenden Kalksilikatfelse (■, n = 6) und der scheelitfreien Kalksilikatfelse (○, n = 6) des Scheelitvorkommens von Regua.

sich durch eine sekundäre Mobilisation des Wolframs aus einer scheelitführenden Kalksilikatfelslage beim Durchschlagen des Ganges erklären.

Das SEE-Verteilungsmuster der Kalksilikatfelse ist in Abb. 8 dargestellt. Beide Kurven zeigen einen annähernd parallelen Verlauf. Die Gehalte an LSEE sind in den scheelitfreien Kalksilikatfelslagen durchwegs etwas höher als in den scheelitführenden Gesteinen. Bei den SSEE ergibt sich das entgegengesetzte Bild. Die scheelitfreien Kalksilikatfelse lassen dementsprechend eine etwas stärkere Fraktionierung zwischen LSEE und SSEE erkennen [$(\text{La/Lu})_{\text{cn}}$ -Verhältnis in den scheelitführenden Kalksilikatfelsen = 8.03 gegenüber 10.04 in den scheelitfreien Kalksilikatfelsen]. Der Grund hierfür ist in der mineralogischen Zusammensetzung der Kalksilikatfelse zu suchen, da die Scheelitführung die granatreichen Abschnitte der Kalksilikatfelse bevorzugt. Die geochemischen Analysen repräsentieren granatreiche Kalksilikatfelsvarietäten. Granat baut nach HENDERSON (1984) bevorzugt die SSEE ein, wodurch die relative Anreicherung dieser Elementgruppe unterstrichen wird. Bei der Granatsprossung erfolgte möglicherweise eine leichte Anreicherung der SSEE durch einen metamorphen Stoffaustausch.

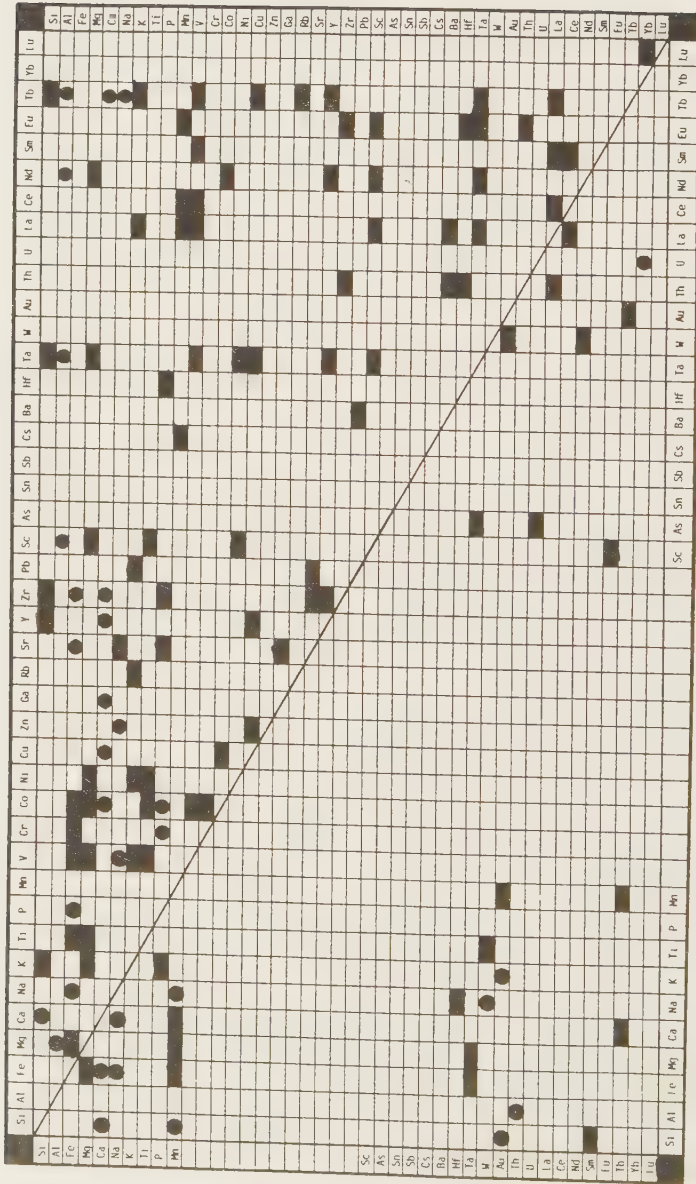


Abb. 9: Korrelationsmatrix der Kalksilikatfelslagen (Regua)

(■) positive Korrelation
 (●) negative Korrelation
 in Klammern: Anzahl der Analysen durch EDREA / Anzahl der Analysen durch NAA

unterer Teil: Wolfram > 10 ppm (n = 10/6)
 oberer Teil: Wolfram < 10 ppm (n = 17/5)
 Signifikanzniveau 95 % (90 % für W)

Besonderes Augenmerk galt den korrelativen Beziehungen zwischen Wolfram und den übrigen Elementen.

In der Gruppe der scheelitführenden Kalksilikatfelse ist Wolfram negativ mit Na_2O , positiv mit TiO_2 , Au und Nd korreliert. Weder in den scheelitführenden ($\text{W} > 10$ ppm, $n=6$) noch in den scheelitfreien ($\text{W} < 10$ ppm, $n=6$) Kalksilikatfelslagen ergeben sich weitere Korrelationen auf dem geforderten Signifikanzniveau (90 %) (siehe Abb. 9, Korrelationsmatrix).

In einem weiteren Schritt wurden ausschließlich Gesteinsanalysen mit Wolframgehalten > 100 ppm herangezogen. Hierdurch sollten aussagekräftige Ergebnisse speziell bezüglich des Verhaltens der SEE bei der Bildung der Scheelitmineralisation erzielt werden. Durch die Abgrenzung bei 100 ppm W werden nur scheelitreichere Proben in die Interpretation einbezogen.

Die Berechnung der Korrelationskoeffizienten beruht allerdings nur auf den Analysenergebnissen von 4 Einzelproben. Diese Gesteinsproben aus dem Aufschlußbereich östlich der Rib. de Seromenha entstammen 3 verschiedenen Kalksilikatfelslagen, die jeweils durch Gesteinspakete von wenigen Metern Mächtigkeit getrennt werden. Zwischen den 2 Proben aus einer einzigen Lage liegt ein lateraler Abstand von ca. 40 m.

Es ergibt sich rechnerisch eine positive Korrelation zwischen W und La sowie Ce. Dieser Befund an 4 Proben mit $\text{W} > 100$ ppm ist in Abbildung 48 und 49 dargestellt. Er steht im Gegensatz zur negativen Korrelation zwischen W und La bzw. Ce in 6 Proben aus den scheelitführenden Skarnen des Scheelitvorkommens Aldea del Obispo (siehe Abb. 48, 49). Im Scheelitvorkommen von Aldea del Obispo ergibt sich rechnerisch eine negative Korrelation zwischen W und La ($r = -.94$) bzw. W und Ce ($r = -.92$), d.h. Signifikanzniveau $> 90\%$ für $n = 6$.

Eine Überprüfung dieser interessanten Befunde mit weiterem Datenmaterial aus beiden Vorkommen wäre wünschenswert. Eine erneute Beprobung und analytische Bearbeitung war jedoch nicht möglich.

Sollte sich dieser Trend einer positiven bzw. negativen W-La und W-Ce-Korrelation bestätigen, so dürfte die auch aufgrund der sonstigen Beobachtungen wohl unterschiedliche Genese dieser beiden Scheelitvorkommen bei der Deutung besondere Beachtung finden müssen.

Kapitel 5 greift die geschilderten Beobachtungen auf und faßt die Ergebnisse aus sämtlichen untersuchten Einzelvorkommen zusammen. Mit Hilfe die-

ses erweiterten Datenmaterials wird eine Interpretation der korrelativen Beziehungen zwischen W und den SEE La und Ce sowie eine genetische Deutung versucht.

4.2.5 Die Scheelitmineralisation

Folgende Merkmale kennzeichnen das untersuchte Scheelitvorkommen:

1. Ein Großteil der Scheelitführung wurde im äußersten Südwesten des Kartiergebietes, nahe der Mündung der Ribera Seromenha in den Rio Douro nachgewiesen. In den übrigen Bereichen tritt Scheelit nur sporadisch auf.
2. Im Untersuchungsgebiet Regua ist die Scheelitführung ausschließlich an regionalmetamorphe Kalksilikatfelse gebunden, die sich als dünne Lagen stratiform in eine Serie aus Albit-Biotit-Quarz-Schiefern einschalten. Die überwiegende Zahl dieser Kalksilikatfelslagen weist keine Scheelitmineralisation auf.
3. Wolframgehalte über 0.1 % WO_3 werden selbst in Handstücken selten erreicht und sind lokal eng begrenzt.
4. Scheelit ist das einzige Erzmineral. Er zeigt einheitlich blauweiße Fluoreszenzfarben, die auf einen Mo-freien bzw. Mo-armen Scheelit schließen lassen. Er bildet xenomorphe Körner im Diopsid-Quarz-Granat-Pflaster und wird sporadisch von feinkörnigem Pyrit begleitet.
5. Die Scheelitmineralisation zeigt keine Abhängigkeit von den Aplit- bzw. Pegmatit-Gängen.

4.2.5.1 Die Genese des Scheelitvorkommens

Scheelit ist an Kalksilikatfelse gebunden, die sich bei der Regionalmetamorphose unter den Bedingungen der oberen Grünschieferfazies aus unreinen karbonatischen Sedimenten bildeten. Primär sedimentäre Stoffunterschiede und ein metamorpher Stoffaustausch zeichnen für die regionalmetamorphe Bänderung der Kalksilikatfelse verantwortlich.

Die Ergebnisse der petrographischen und geochemischen Untersuchungen stehen im Einklang mit der bereits anhand der Geländebefunde gewonnenen Annahme einer primären Schichtgebundenheit der Scheelitmineralisation.

Für das Scheelitvorkommen von Regua wird eine präregionalmetamorphe, wahrscheinlich syngedimentär-diagenetische Entstehung postuliert. Es wird vermutet, daß Wolfram durch eine submarine Hydrothermentätigkeit zugeführt wurde. Die Erzmineralisation erfolgte wahrscheinlich gleichzeitig mit der Ablagerung der karbonatischen Sedimente.

In einer Spätphase der variszischen Orogenese intrudierte ein Granitoid. Eine Aureole dieser Intrusion ist im Bereich zwischen km 107 und km 111 der Straße Regua - Mesao Frio erkennbar (Abb. 5). Die Thermometamorphose führte in den dortigen Kalksilikatfelslagen zu einer Blastese von Aktinolith, in den Albit-Biotit-Quarz-Schiefern zur Bildung von bis 2 mm großen Biotit-Poikiloblasten. Scheelit ist jedoch innerhalb der Kontaktaureole nicht nachweisbar.

Die verbreiteten Aplit- und Pegmatit-Gänge sind als saure Restdifferenziate dieses Granitoids anzusehen. Ihre Kontakte zu den Metasedimenten sind scharf. Ihre Intrusion löste offensichtlich keine Änderungen im Mineralbestand oder Gefüge der umgebenden Metasedimente aus.

Die Gelände- und Laboruntersuchungen erbrachten keinen Hinweis auf eine kontaktmetasomatische Entstehung der Scheelitmineralisation.

Um eine kontaktmetasomatische Bildung der Scheelitmineralisation weitgehend ausschließen zu können, wären Isotopenuntersuchungen notwendig. Diese zusätzlichen Untersuchungen konnten aus Zeitgründen leider nicht mehr durchgeführt werden.

4.3 Das Scheelitvorkommen von Barca d'Alva

4.3.1 Einführung

Scheelitführende Kalksilikatgesteine treten ca. 4 km östlich des Dorfes Barca d'Alva auf beiden Seiten des Douro auf. Der Douro/Duero bildet in dieser Region die Staatsgrenze zwischen Spanien und Portugal. Eine Beschreibung der Scheelitvorkommen liegt weder in der spanischen noch in der portugiesischen Literatur vor.

Albit-Biotit-Quarz-Schiefer mit Einschaltungen 2-20 cm mächtiger Kalksilikatfelslagen bauen die steilen Talflanken des Douro-Tales auf. Mächtige, rötlich gefärbte Quarzite (Armorikanischer Quarzit) überlagern die Albit-Biotit-Quarz-Schiefer auf der nördlichen Talseite und bilden die steil abfallenden Felswände, die dem Tal des Douro folgen.

Zwei Lagerstättentypen kennzeichnen das Gebiet östlich von Barca d'Alva. Die Halden der La Fregeneda-Mine beherrschen das spanische Douro-Ufer. Der Abbau (Tagebau) der La Fregeneda-Pegmatite auf Cassiterit und untergeordnet Columbit/Tantalit sowie Wolframit wurde 1974 eingestellt.

Schürfe und kleine Abbaue aus der Zeit des Zweiten Weltkrieges zeugen im gesamten Arbeitsgebiet von der intensiven Erzprospektion, die den spurenhaften Columbit/Tantalit-wolframit-Cassiterit-Vererzungen der Pegmatit- und Quarzgänge galt.

Auf der portugiesischen Flußseite, gegenüber der La Fregeneda Mine, begannen Anfang der 70er Jahre die Vorbereitungen für den Abbau einer Scheelitvererzung. Ein Schacht wurde abgetäuft und mehrere Stollen aufgefahren. Aufbereitungsprobleme und die letztlich zu geringen Reserven erzwangen die Einstellung der Aufschließungsarbeiten. Die in Abb. 10 mit (S) bzw. (St) gekennzeichneten Bergwerksarbeiten markieren den einstmals geplanten Scheelitabbau.

Da die ehemaligen Schächte bereits wieder verfüllt wurden und der Hauptstollen teilweise verstürzt ist, waren Untertage-Untersuchungen nicht möglich.

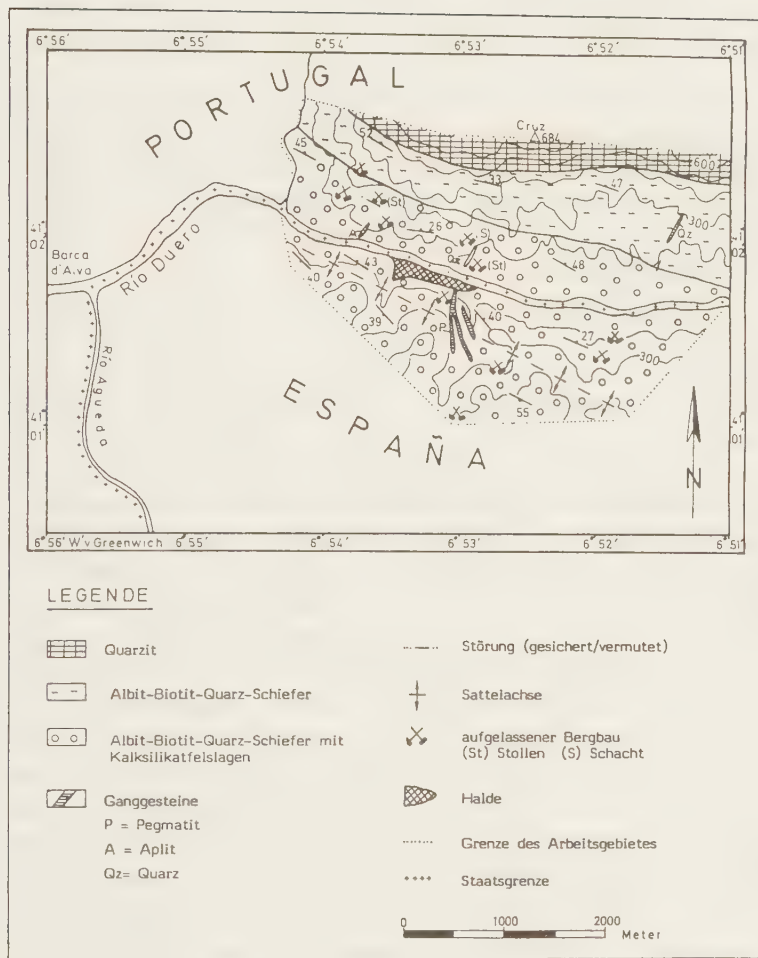


Abb. 10: Geologische Karte des Untersuchungsgebietes östlich von Barca d'Alva. Eigene Kartierung auf der Grundlage der topographischen Karte von Portugal, Maßstab 1 : 50 000, Blatt 15 B, Freixo de Espada und der topographischen Karte von Spanien, Maßstab 1 : 50 000, Blatt 448 BIS, San Martin.

Die Scheelitführung ist an verschiedene Trägergesteine gebunden:

1. Skarne/Skarnoide
2. Kalksilikatfelse
3. Albit-Biotit-Quarz-Schiefer
4. Pegmatit- und Quarz-Gänge

Die Untersuchungen sollen eine Klärung der Genese der Scheelitmineralisation ermöglichen. Dabei stand die Frage im Vordergrund, ob die Scheelitführung in den verschiedenen Trägergesteinen genetisch auf die Intrusion der Ganggesteine zu beziehen ist, oder ob bereits eine präintrusive Scheelitführung vorliegt (z.B. in den Albit-Biotit-Quarz-Schiefern oder in den Kalksilikatfelslagen).

4.3.2 Petrographie

4.3.2.1 Albit-Biotit-Quarz-Schiefer

Die Albit-Biotit-Quarz-Schiefer entsprechen in Mineralbestand und Ausbildung weitgehend den Albit-Biotit-Quarz-Schiefern des zuvor besprochenen Scheelitvorkommens von Regua. Mit zunehmender Graphitführung können die dunkelgrauen Albit-Biotit-Quarz-Schiefer im Untersuchungsgebiet in Schwarzschiefer übergehen. Lagige Anreicherungen von Quarz und Albit bzw. Glimmermineralien verbunden mit einer unterschiedlich starken Graphitpigmentierung bedingen die ausgeprägte Bänderung der Gesteine im Millimeterbereich. Die leichte Verformbarkeit der Albit-Biotit-Quarz-Schiefer begünstigte die Anlage einer zweiten Schieferung (Kap. 4.3.4). U.d.M.: Albit (unverzwillingt oder mit wenigen Zwillingenähten nach dem Albitgesetz) und Quarz bauen ein feinkörniges Pflastergefüge auf, das von braunen, schieferungsparallel eingeregelteten Biotit-Tafeln durchzogen wird. Biotit zeigt sehr verbreitet pleochroitische Höfe um Zirkon.

Akzessorien: Titanit, Apatit, Hellglimmer, Zirkon, Granat, Turmalin, opake Erzminerale

In einigen Bereichen des Scheelitvorkommens konnte eine Scheelitführung in den Albit-Biotit-Quarz-Schiefern festgestellt werden. Scheelit tritt sowohl in "frischen" Albit-Biotit-Quarz-Schiefern (Typ I) als auch in hydrothermal alterierten Albit-Biotit-Quarz-Schiefern (Typ II) auf. Bei-
de Gesteinstypen sind leicht unterscheidbar:

Die scheelitführenden Albit-Biotit-Quarz-Schiefer (Typ I) konnten nicht anstehend nachgewiesen werden, so daß die nachstehenden Ausführungen auf Beobachtungen an Lesesteinen beruhen. Diese Lesesteine wurden im Bachlauf (Höhe 300 m) oberhalb des neuen Stollens im Nordwestteil des Arbeitsgebietes gefunden (Abb. 10).

Modalbestand:									
Nr.	Qz	Ab	Bi	Hgli	Ti	Apa	Sche	Erz	Akz
Ba 26	56.0	13.4	23.5	1.5	2.0	1.2	1.1	.4	.9

Der Mineralbestand der scheelitführenden Albit-Biotit-Quarz-Schiefer wird lediglich durch das zusätzliche Auftreten von Scheelit gekennzeichnet. Der feinkörnige Scheelit ist in Form dünner Zeilen parallel zum metamorphen Lagerbau angeordnet.

Typ II: Im Nahbereich erzführender Pegmatite und Quarz-Gänge erfolgte eine hydrothermale Zersetzung der Albit-Biotit-Quarz-Schiefer. Die unregelmäßig begrenzten oder stockförmigen, z.T. mehrere Meter mächtigen Alterationszonen zeichnen sich durch eine weitgehende Auflösung des regionalmetamorphen Gefüges und eine auffallende Vergrünung der ehemaligen Albit-Biotit-Quarz-Schiefer aus.

Die u.d.M. erkennbaren Unterschiede zwischen "frischen" und alterierten Albit-Biotit-Quarz-Schiefern lassen sich folgendermaßen zusammenfassen:

1. Das scharf ausgebildete Lagergefüge der "frischen" Albit-Biotit-Quarz-Schiefer wird in den alterierten Gesteinen durch ein richtungslos-körniges Gefüge abgelöst.
2. Biotit tritt in den alterierten Schiefern nicht mehr auf, z.T. ist eine Umwandlung von Biotit in Aktinolith sowie eine Chloritisierung und Epidotisierung zu beobachten.
3. Klinoisit und Epidot wurden ausschließlich in den alterierten Albit-Biotit-Quarz-Schiefern nachgewiesen.
4. In den alterierten Albit-Biotit-Quarz-Schiefern (Typ II) ist das gemeinsame Auftreten von Scheelit und Fluorit belegbar. Fluorit fehlt dagegen in den "frischen" Albit-Biotit-Quarz-Schiefern (Typ I).
5. Dünne Gangtrümer aus Quarz und idiomorphen Apatit-Körnern durchziehen die Alterationszonen.

Anhand der Änderungen im Mineralbestand (Auftreten von Fluorit, Klinkozoisit, Epidot, Aktinolith; Fehlen von Biotit) und im Gefüge lassen sich die hydrothermal alterierten Gesteine eindeutig von den "frischen" Albit-Biotit-Quarz-Schiefern abgrenzen. Die Zersetzung der Metasedimente erfolgte nach ihrer regionalmetamorphen Prägung und ist offensichtlich an eine Phase hydrothermalen Tätigkeit nach der Bildung der Pegmatite gebunden. Dies weist darauf hin, daß die Scheelitführung in den frischen Albit-Biotit-Quarz-Schiefern möglicherweise bereits als prämetamorphe Scheelitmineralisation anzusehen ist.

4.3.2.2 Kalksilikatfels

Die grau-weißen oder grünlichen, feinkörnigen Kalksilikatfelse bilden bis zu 20 cm mächtige, häufig boudinierte Lagen in den Albit-Biotit-Quarz-Schiefern. Der Kontakt zwischen beiden Gesteinstypen ist normalerweise scharf. In einigen Aufschlüssen konnte aber auch ein fließender Übergang der Kalksilikatfelse zu quarzreichen Albit-Biotit-Quarz-Schiefern beobachtet werden.

Modalbestand:														
Nr.	Qz	Plag	Klz	Fl	Hglj	Chl	Cc	Bi	Tj	Trem	Epi	Sche	Erz	Akz
Ba 32	32.9	11.6	33.4	9.8	5.6	1.8	2.2		.5		.9	.4	.1	.8
Ba 38	28.8	1.9	46.4	13.8	3.9	2.3		.4	1.0			.4	.1	1.0
Ba 66	47.1	.8	46.1		1.1	.3		.5	.5		2.7			.9
Ba 10	32.4	42.1	3.2							19.3			1.5	1.5

Quarz (feinkörnig in der Matrix oder grobe Körner in Quarz-Trümmern) und Klinkozoisit bilden ein gleichkörniges Pflastergefüge, in das in einigen Fällen Plagioklas (vorherrschend unverzwillingt, weitgehend serizitisiert, so daß eine Bestimmung des Anorthit-Gehalts nicht gelungen ist) als weiteres Hauptgemengteile eingebaut wird. Im Übergang zwischen Kalksilikatfels und Albit-Biotit-Quarz-Schiefer ist eine schmale Zone mit Chlorit, Tremolit, Aktinolith und Titanit neben Quarz und Plagioklas ausgebildet. Tremolit liegt nadelig oder in Form radialstrahliger Aggregate vor. Die für die Kalksilikatfelse im Scheelitvorkommen von Regua typischen Kalksilikatminerale Granat und Diopsid konnten weder makroskopisch noch in den untersuchten Dünnschliffen der Kalksilikatfelse des Scheelitvorkommens Barca d'Alva nachgewiesen werden.

Akzessorien: Titanit, Apatit, Aktinolith, Epidot, Zirkon, Scheelit, opake Erzminerale

Vergleichende Dünnschliffuntersuchungen an 12 Gesteinsproben scheelitführender und scheelitfreier Kalksilikatfelse belegen das gemeinsame Auftreten von Scheelit und Fluorit. Fluorit konnte in keiner Probe der scheelitfreien Kalksilikatfelse nachgewiesen werden. Fluorit und Scheelit sind ungleichmäßig in den scheelitführenden Kalksilikatgesteinen verteilt. Im Dünnschliff ist oftmals eine nesterförmige Anreicherung von Scheelit und Fluorit festzustellen. Scheelitporphyroblasten und grobe Quarzkörner finden sich bevorzugt in dünnen Gangtrümmern, die die Kalksilikatfelse durchziehen.

Die Gesteinsproben für die Dünnschliffuntersuchungen entstammen verschiedenen Kalksilikatfelslagen, die sich über eine streichende Erstreckung von mehreren Kilometern verfolgen ließen. Die gleichförmige Ausbildung dieser Kalksilikatfelse im gesamten Arbeitsgebiet läßt auf eine regionalmetamorphe Entstehung der Kalksilikatfelse schließen. Hydrothermale Zersetzungen, die bereits in Kapitel 4.3.2.1 angesprochen und beschrieben wurden, sind auf die nähere Umgebung der Pegmatit- und Quarz-Gänge beschränkt (siehe auch Kap. 4.3.6.2). Rückschlüsse bezüglich der genetischen Deutung der Scheelitmineralisation werden in Kapitel 4.3.6 behandelt.

4.3.2.3 Skarnoide

Die als Skarnoide bezeichneten Gesteine treten gegenüber der La Fregeneda Mine auf der portugiesischen Flußseite auf. Sie sind an die unmittelbare Kontaktzone von Pegmatit- und Quarz-Gängen zu umgebenden Albit-Biotit-Quarz-Schiefern mit eingelagerten Kalksilikatfelslagen gebunden und bilden unregelmäßige, z.T. stockförmige Körper, die von Gangtrümmern mit Quarz, Scheelit, Klinozoisit und Fluorit durchzogen werden. Die ehemaligen Kalksilikatfelslagen liegen innerhalb der Alterationszonen als stark zersetzte, weißlich-graue Körper vor, die Albit-Biotit-Quarz-Schiefer wurden analog zu der Beschreibung in Kapitel 4.3.2.1 in grünlich-graue, massige Gesteine umgewandelt.

Die Skarnoid-Körper waren das vorrangige Ziel der bergmännischen Aufschließungsarbeiten zu Beginn der 70er Jahre.

Die folgende petrographische Beschreibung klammert die Anteile der Skarnoide aus, die den ehemaligen Albit-Biotit-Quarz-Schiefern zuzuordnen sind (Beschreibung bereits in Kap. 4.3.2.1). Sie bezieht sich vielmehr

auf die umgewandelten Kalksilikatfelslagen bzw. auf die charakteristischen Gangtrümer, die die Skarnoide durchsetzen.

Modalbestand:									
Nr.	Klz	Fl	Qz	Plag	Chl	Cc	Hgli	Sche	Akz
Ba 49	40.5	29.5	18.1	.8	.4	4.6	1.5	3.8	.8

Neben Klinozoisit, Fluorit und Quarz können auch Plagioklas und Diopsid Hauptminerale der Skarnoide sein. Die Gehalte an Plagioklas (überwiegend unverzwillingt, teilweise vollständig in Serizit umgewandelt) und Diopsid (körnig, z.T. stark zerlappte Großkörner) sind allerdings starken Schwankungen unterworfen. In einigen Schliffen treten sie als Hauptminerale auf, in anderen sind sie nur akzessorisch nachweisbar.

Die Skarnoide weisen ein richtungslos grobkörniges Gefüge auf. Einzelne Mineralphasen (z.B. Scheelit) bilden bis zu cm-große Aggregate. Hypidionomorphe bis idiomorphe, zonarstruierte Klinozoisit-Säulen stellen aufgrund ihrer intensiv blauen Interferenzfarben die auffälligste Mineralkomponente der Skarnoide. Klinozoisit ist als frühe Bildung in den Skarnoiden anzusehen, da Risse in idiomorphen Klinozoisit-Kristallen durch sekundären Calcit, Scheelit und Fluorit verheilt sind.

4.3.2.4 Pegmatit

Die zahlreichen, diskordanten Pegmatit- und Quarz-Gänge stehen mit einem spät- bis postorogenen, im Untersuchungsgebiet allerdings nicht aufgeschlossenen Intrusionskörper (Granitoid?) in genetischem Zusammenhang.

Die Pegmatite sind vor allem auf der spanischen Duero-Seite im ehemaligen Tagebau der La Fregeneda Mine aufgeschlossen. Die bis zu 5 m mächtigen Gänge fiedern nach oben auf. Im Kontaktbereich der erzführenden Pegmatite (Cassiterit, Columbbit/Tantalit, Wolframit) zu den Albit-Biotit-Quarz-Schiefern sind im Tagebau an einigen Stellen eine Bleichung und Verquarzung der Nebengesteine sowie eine gleichzeitige Vererzung mit Cassiterit, Wolframit und Molybdänglanz zu beobachten (Greisenbildung).

Quarz, Feldspat (Albit, polysynthetisch verzwillingt nach dem Albit-Gesetz, und Mikroklin mit charakteristischer Gitterung) und Hellglimmer (Lepidolith und Muskovit) sind als Hauptgemengteile, Amblygonit [poly-

synthetisch verzwillingt nach (101)] und Beryll als Nebengemengteile sowie Rutil, Cassiterit, Columbit und opake Erzminerale als Akzessorien zu nennen.

Die Pegmatite der La Fregeneda Mine und der Großteil der Pegmatite auf der portugiesischen Flußseite weisen keine Scheelitführung auf. Im Verbreitungsgebiet der Skarnoide wurden allerdings einige Gänge mit einer reichen Scheelitvererzung angetroffen (z.B. km 103.9 der Straße Barca d'Alva - Freixo de Espada a Cinta sowie im Nordwestteil des Arbeitsgebietes).

Im Zuge der Aufschließungsarbeiten zu Beginn der 70er Jahre wurde im Nordwesten des Untersuchungsgebietes ein 25 m langer Stollen aufgefahren [mit (St) in Abb. 11 gekennzeichnet], der einer 80 cm breiten Störungszone mit einer Gangbrekzie aus groben Nebengesteinsbruchstücken in einer weißlichen, grobkörnigen Matrix folgt.

U.d.M. ergeben sich wesentliche Unterschiede zwischen den oben beschriebenen, scheelitfreien Pegmatiten und den scheelitführenden Pegmatiten:

Das Gefüge der scheelitführenden Pegmatite und die Ausbildung der einzelnen Mineralphasen entspricht weitgehend dem der Skarnoide. Fluorit, Quarz, Albit und Klinoisit stellen die Hauptmineralkomponenten im richtungslos-körnigen Gefüge der scheelitführenden Pegmatite. Albit tritt in zwei Generationen auf. Die 1. Generation besteht aus stark zersetzten, z.T. fast vollständig serizitisierten Großkörnern (bis 0,5 cm), die Relikte des ursprünglichen Mineralbestands der Pegmatite darstellen dürften. Frische, unzersetzte Albite repräsentieren die zweite Generation. Muskovit bildet oftmals mehrere Zentimeter große Tafeln.

Modalbestand:										
Nr.	Fl	Qz	Ab	Hgli	Klz	Cc	Sche	Chl	Erz	Akz
Ba 24	23.5	20.2	17.1	9.2	6.8	10.1	12.5		.5	.1
Ba 19	25.3	24.5	8.3	4.6	22.0	9.6	3.1	1.5		1.1

Der petrographische Vergleich der scheelitführenden und der scheelitfreien Pegmatite weist Scheelit, Fluorit, Klinoisit, Quarz sowie neugebildeten Albit (2. Generation) als die charakteristischen Mineralkomponenten der scheelitführenden Pegmatite nach. Die Scheelitführung ist offensichtlich an die Bereiche der Pegmatite gebunden, in denen Verquarzung, Fluorit- und

Klinozoisitbildung für eine hydrothermale Alteration und Propylitisierung der Pegmatite sprechen. Diese hydrothermale Zersetzung erfolgte nach der Bildung der Pegmatite.

Akzessorien: Chlorit, Epidot, Titanit, Apatit, Tremolit, opake Erminerale

4.3.2.5 Metamorphose

Die Gesteine des Arbeitsgebietes wurden während der variszischen Orogenese regionalmetamorph geprägt. Eine kontaktmetamorphe Überprägung ist auf den Kontaktbereich zu den Ganggesteinen beschränkt.

Die Mineralparagenese der Albit-Biotit-Quarz-Schiefer (Biotit + Hellglimmer + Quarz + Albit + almandinbetonter Granat) erlaubt eine Zuordnung zur Quarz-Albit-Epidot-Almandin-Subfazies der Grünschieferfazies im Sinne von TURNER & VERHOOGEN (1960) ("low grade"-Metamorphose nach WINKLER, 1979). Fazieskritische Minerale einer mittelgradigen Metamorphose konnten nicht nachgewiesen werden. In den Kalksilikatfelslagen ist Tremolit weiter stabil. Diopsid konnte in den untersuchten Gesteinsproben nicht festgestellt werden.

Lokal eng begrenzt innerhalb einiger Pegmatite sowie am Kontakt von Pegmatit- und Quarz-Gängen zu den Metasedimenten erfolgte eine Bildung der Skarnoide, die auf hydrothermale Zersetzungs Vorgänge nach der Platznahme der Pegmatit- und Quarz-Gänge zurückzuführen ist. In zwei Schliffen von alterierten Kalksilikatfelslagen konnte Diopsid nachgewiesen werden. Seine Kornform und sein Fehlen in den regionalmetamorph geprägten Kalksilikatfelslagen (s.o.) legt den Schluß nahe, daß Diopsid im Zuge der Skarnoidbildung gesproßt ist.

4.3.3 Tektonik

Vier Deformationsphasen charakterisieren den tektonischen Bauplan des Schiefer-Grauwacken-Komplexes im Bereich des oberen Douro. Die erste und am intensivsten ausgeprägte Schieferung erfolgte annähernd parallel zum ehemaligen sedimentären Lagenbau der Gesteine. Sie führte zu einer Bouddinage der kompetenteren karbonatischen bis quarzitischen Lagen. Die zugehörige B-Achse taucht flach nach Nordwesten ab.

Der Faltenbau der zweiten tektonischen Phase prägt das großtektonische Bild der Region. Die La Fregeneda Mine und die Abbaue auf der portugiesischen Seite liegen innerhalb eines Spezialsattels auf der Südflanke einer weitgespannten Synklinale. Die Faltenachsen streichen Südost-Nordwest und tauchen flach nach Nordwesten ab ($295^{\circ}/4^{\circ}$).

Eine durchgreifende Schieferung zeichnet die 3. Deformationsphase aus, die annähernd homoachsal zu den vorhergehenden Verformungen verlief. Sie bedingt flach nach Nordost einfallende Schieferungsflächen ($30^{\circ}/17^{\circ}$). Falten mit Amplituden im m-Bereich und steil nach Nordost bis Ost abtauchende B-Achsen sind der letzten Verformungsphase zuzuordnen.

4.3.4 Geochemie

Geochemische Untersuchungen sollen Hinweise auf die Genese der Scheelitvererzung geben, wobei der geringfügigen Scheelitführung in regionalmetamorphen Kalksilikatfelslagen besonderes Interesse gilt. Mit der Gegenüberstellung scheelitführender und scheelitfreier Kalksilikatfelse (Tab. 2, die Abgrenzung erfolgte unter UV-Licht) soll vor allem der Frage nachgegangen werden, ob sich scheelitführende und scheelitfreie Kalksilikatfelslagen, abgesehen vom WO_3 -Gehalt, signifikant unterscheiden und ob sich aus den Unterschieden Rückschlüsse auf die Genese der Scheelitvererzung ziehen lassen. Der Modalbestand beider Gesteinsgruppen stimmt bis auf die erwähnte Scheelit- und Fluoritführung weitgehend überein (Kap. 4.3.2.2).

Tabelle 2 zeigt die Haupt-, Neben- und Spurenelementgehalte der scheelitführenden und der scheelitfreien Kalksilikatfelse. Bei den Haupt- und Nebenelementen fallen die um 4 % höheren SiO_2 - und die im Vergleich zu den scheelitfreien Kalksilikatfelslagen fast doppelt so hohen K_2O -Konzentrationen (vermutlich durch einen höheren Helliglimmer-Anteil bedingt)

	$\bar{x}$	s	min	max
Haupt- und Nebenelemente in Gew.-% (n = 8)				
SiO ₂	68.57	5.9	58.76	75.98
Al ₂ O ₃	12.03	1.9	9.60	14.89
Fe ₂ O ₃ *	2.59	.6	2.03	3.68
MgO	1.76	.5	1.26	2.44
CaO	9.37	3.8	5.36	17.56
Na ₂ O	2.14	.5	1.43	2.91
K ₂ O	.80	.4	.41	1.56
TiO ₂	.50	.2	.34	.95
P ₂ O ₅	.37	.1	.29	.46
MnO	.09	.1	.03	.24
G.V.	1.21	.4	.64	1.94
Summe	99.48			
Spurenelemente in ppm (EDRFA, n = 8)				
V	49	19.0	22	22
Cr	21	17.7	Sp	40
Co	4	1.2	3	6
Ni	28	22.4	Sp	75
Cu	44	18.0	24	63
Zn	124	106.8	44	335
Ga	24	26.5	22	96
Rb	42	26.5	22	96
Sr	626	229.4	301	950
Y	34	11.0	12	51
Zr	257	161.7	70	591
Pb	72	68.9	25	210
Spurenelemente in ppm (NAA, n = 4)				
Sc	7	2.9	4	11
As	44	27.5	14	78
Sb	Sp			
Cs	37	46.6	2	101
Ba	124	98.0	Sp	241
Hf	8	2.8	6	10
Ta	.9	.5	.5	1.6
W	422	582.6	14	1284
Au (ppb)	20	15.3	6	38
Th	11	6.0	7	20
U	1	.5	Sp	2
La	36	13.0	23	54
Ce	84	22.9	53	107
Nd	44	15.4	25	62
Sm	8.1	1.9	5.7	10.2
Eu	1.6	.3	1.1	1.9
Tb	1.6	.1	1.5	1.7
Yb	3.6	.9	2.7	4.9
Lu	.5	.1	.4	.5
Fe ₂ O ₃ * : Gesamteisen als Fe ₂ O ₃				

	$\bar{x}$	s	min	max
Haupt- und Nebenelemente in Gew.-% (n = 11)				
SiO ₂	64.58	3.9	58.52	70.25
Al ₂ O ₃	13.33	2.9	9.22	18.01
Fe ₂ O ₃ *	3.81	1.0	2.06	5.44
MgO	2.21	.4	1.70	2.84
CaO	9.66	1.6	7.15	12.27
Na ₂ O	1.96	.4	1.54	2.77
K ₂ O	.49	.3	.21	1.12
TiO ₂	.69	.2	.47	.88
P ₂ O ₅	.29	.0	.24	.38
MnO	.17	.2	.07	.80
G.V.	2.10	2.5	.34	8.77
Summe	99.29			
Spurenelemente in ppm (EDRFA, n = 11)				
V	70	20.2	47	102
Cr	66	50.2	19	181
Co	7	2.7	3	12
Ni	37	22.9	7	89
Cu	32	24.0	12	93
Ga	81	42.9	28	203
Rb	19	1.3	17	21
Sr	22	9.0	8	37
Y	461	149.4	246	809
Zr	32	5.3	26	42
Pb	183	4.2	132	357
	27	4.2	20	36
Spurenelemente in ppm (NAA, n = 5)				
Sc	13	5.3	7	19
As	49	33.5	17	185
Sb	Sp			
Cs	8	3.8	4	13
Ba	253	125.1	77	426
Hf	2	1.5	4	7
Ta	1.6	.7	Sp	2.5
W	3	2.3	Sp	7
Au (ppb)	12	20.0	Sp	47
Th	10	3.5	6	14
U	2	.8	Sp	3
La	38	10.6	25	48
Ce	90	25.9	61	116
Nd	45	22.6	20	77
Sm	7.4	1.3	5.1	8.4
Eu	2.6	.8	1.8	3.5
Tb	1.2	.1	Sp	1.3
Yb	3.3	.7	2.5	4.0
Lu	.4	.1	.3	.5
Fe ₂ O ₃ * : Gesamteisen als Fe ₂ O ₃				

Tab. 2: Durchschnittliche Elementgehalte der Kalksilikatfelse im Scheelitvorkommen von Barca d Alva. Linke Hälfte: scheelitführende Kalksilikatfelse (> 10 ppm W); rechte Hälfte: scheelitfreie Kalksilikatfelse (< 10 ppm W); $\bar{x}$ = Mittelwert; s = Standardabweichung; min = Minimalwert; max = Maximalwert

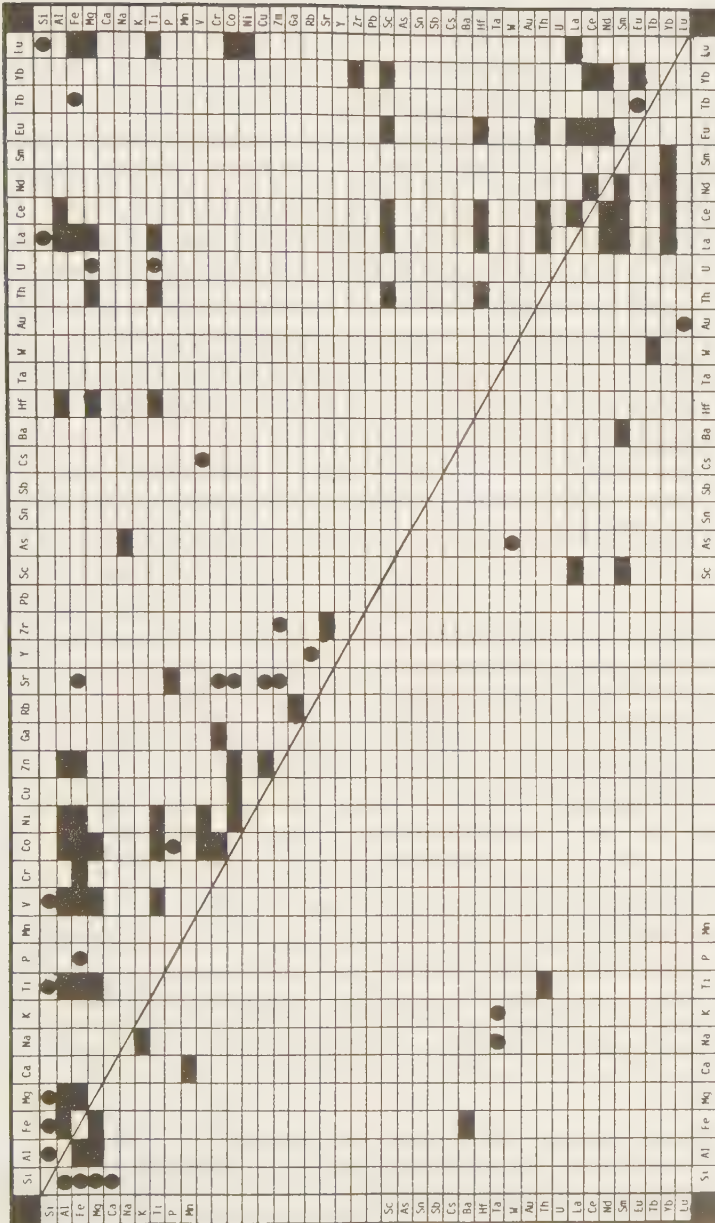


Abb. 11: Korrelationsmatrix der Kalksilikatfelse
 (Barca d'Alva)
 (■) positive Korrelation (●) negative Korrelation
 in Klammern: Anzahl der Analysen durch EDFA / Anzahl der Analysen durch NAA
 unterer Teil : Wolfram > 10 ppm (n = 8/4)
 oberer Teil : Wolfram < 10 ppm (n = 11/5)
 Signifikanzniveau 95 % (90 % für W)

in den scheelitführenden Kalksilikatfelslagen auf, während bei den Spurenelementen die Hauptunterschiede in den Gehalten an Cr und Ba (Abnahme) sowie Zn, Sr, Pb, Cs und Hf (Zunahme) gegenüber den scheelitfreien Kalksilikatfelslagen zu sehen sind.

Abb. 11 vergleicht die beiden Gesteinsgruppen anhand ihrer Korrelationen. Innerhalb der scheelitfreien Kalksilikatfelse ist keine Korrelation von W mit anderen Elementen zu erkennen.

In den untersuchten scheelitführenden Kalksilikatfelslagen ist rechnerisch W negativ mit As ($r = -.96$; Signifikanzniveau 95 %) und positiv mit Tb ($r = .99$; Signifikanzniveau 95 %) korreliert. Diese negative W-As-Korrelation ist unverständlich, da in vielen Lagerstätten W und As eine hohe positive Korrelation aufweisen. Sie geht möglicherweise auf die zu geringe Probenzahl sowie auf die Einbeziehung von Proben mit ungewöhnlicher bzw. unregelmäßiger Erzführung zurück.

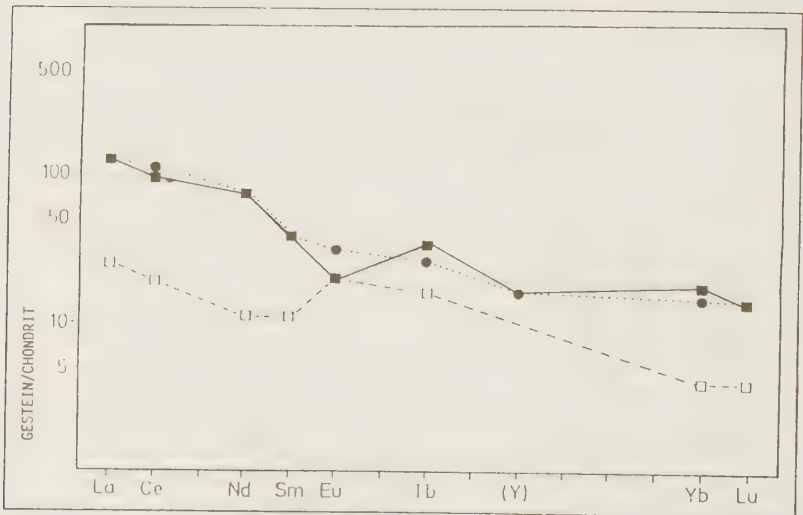


Abb. 12: SEE-Verteilungsmuster der scheelitführenden Kalksilikatfelse (■, $n = 4$), der scheelitfreien Kalksilikatfelse (●, $n = 5$) und der Skarnoide (□, $n = 4$)

Neben der positiven W-Tb-Korrelation in scheelitführenden Proben fällt bei der Betrachtung von Abbildung 11 auf, daß Tb (wie Eu und Lu) keine weiteren Korrelationen auf dem geforderten Signifikanzniveau (95 %) mit den übrigen gemessenen SEE aufweist. Abbildung 56 (Anhang) enthält die ermittelten Werte für den Korrelationskoeffizienten r . In der Gruppe der SEE ist Tb das einzige Element, für das sich rechnerisch negative, jedoch statistisch nicht signifikante Werte des Korrelationskoeffizienten r zu den SEE La, Ce, Nd, Sm, Eu und Yb ergeben (Ausnahme Tb-Lu, $r = .02$ bei $n = 4$). Aus diesen Beobachtungen läßt sich auf eine mögliche Sonderstellung des Tb in der Gruppe der SEE schließen.

Eine Erhöhung der Tb-Gehalte in scheelitführenden Kalksilikatgesteinen konnte auch in den Scheelitvorkommen von Aldea del Obispo (Kap. 4.8) und Perales del Puerto (Kap. 4.9) sowie in den Skarnoiden und zersetzten Pegmatiten des Scheelitvorkommens von Barca d'Alva beobachtet werden.

Da sich die scheelitführenden Kalksilikatfelse im Vorkommen Barca d'Alva lediglich durch das zusätzliche Auftreten von Scheelit und Fluorit von den scheelitfreien Kalksilikatfelslagen unterscheiden, liegt die Vermutung nahe, daß die Erhöhung der Tb-Gehalte durch das Auftreten von Scheelit und/oder Fluorit bedingt ist.

Nachstehende Ausführungen sollen eine mögliche Erklärung für das beobachtete Phänomen einer positiven W-Tb-Korrelation und die Erhöhung der Tb-Gehalte in den scheelitführenden Kalksilikatfelslagen geben:

Fluorhaltige Lösungen spielen beim Transport der SEE eine große Rolle [Bildung von $(SEE)F^{2+}$, $(SEE)F_2^{+}$ - und $(SEE)F_3$ -Komplexen (ALDERTON et al., 1980)], da sich die Mobilität der SEE in Anwesenheit von Fluor generell erhöht (HUMPHRIES, 1984). Fluorit kann erhebliche Gehalte an SEE aufweisen (diadoche Vertretung des Ca durch SEE), wobei vor allem Ce und Y (RÖSLER, 1984; WOLFF, 1967), aber auch Tb eingebaut werden können (MÖLLER & MORTEANI, 1983). Die Erhöhung der Tb-Gehalte könnte durch das Auftreten von Fluorit erklärt werden. Auf der anderen Seite ist aber ein Tb-Einbau im Scheelit-Gitter nicht mit Sicherheit auszuschließen. Scheelit kann nach RÖSLER (1984) SEE einbauen, wobei speziell Ce zu nennen ist. POKROVSKII (1964) konnte LSEE im Scheelit aus Scheelit-Quarz-Gängen bzw. aus Scheelit-(Skarn-)Lagerstätten des Urals nachweisen.

Da aus der Klärung dieser Frage wichtige Erkenntnisse bezüglich der Genese des Scheelitvorkommens erwartet wurden, erfolgte eine Abtrennung von Einzel-

mineralpräparaten (Scheelit und Fluorit) und deren neutronenaktivierungs-analytische Untersuchung. Die begrenzte Meßkapazität ließ lediglich 7 Analysen zu, die sich folgendermaßen aufgliedern:

2 Scheelit- und 2 Fluoritproben aus den zersetzten Pegmatiten

1 Scheelit- und 1 Fluoritprobe aus den Kalksilikatfelslagen

Die Scheelit- und Fluoritproben wurden jeweils aus der gleichen Gesteinsprobe entnommen (Proben 19, 21 und 32).

Eine Scheelitprobe entstammt dem Vorkommen Perales del Puerto.

Tabelle 3 zeigt die Ergebnisse der Einzelmineralanalysen (chondritnormierte Werte).

	19F	21F	32F	19S	21S	32S	PP S
La	4.1	8.5	18.8	-	15.7	70.6	3.4
Ce	5.6	7.4	20.1	2.2	12.2	65.5	6.2
Nd	-	-	-	2.9	26.0	57.0	9.7
Sm	2.9	2.2	8.7	-	-	25.7	4.7
Eu	2.9	3.2	9.1	2.9	10.4	31.9	9.2
Tb	1.9	.8	5.0	1.9	3.8	23.1	3.8
Yb	2.6	1.2	13.0	5.4	4.5	16.9	3.9
Lu	4.5	1.5	10.9	-	-	-	-
(W)	26	235	2137				

Tab. 3: SEE-Gehalte der Fluoritproben (F) und der Scheelitproben (S); (chondritnormierte Werte, in ppm); Probe 19 und 21 aus den zersetzten Pegmatiten; Probe 32 aus einer Kalksilikatfelslage; unterste Zeile: W-Gehalte (in ppm) der Fluoritproben; (-): unterhalb der Nachweisgrenze.

In keiner dieser Proben wurden Tb-Gehalte festgestellt, die eine Erklärung der erhöhten Tb-Gehalte der scheelitführenden Gesteine ermöglicht hätten. Weder Scheelit noch Fluorit weisen positive Tb-Anomalien auf.

Die geochemischen Untersuchungen erbrachten keine Erklärung für die erhöhten Tb-Gehalte in den scheelitführenden Kalksilikatfelslagen und zersetzten Pegmatiten. Die Scheelit- und Fluorit-Gehalte zeichnen offensichtlich nicht für diese Erhöhung verantwortlich.

Die nachstehend beschriebenen Untersuchungen von Einzelmineralpräparaten (Scheelit, Fluorit) zielen vor allem darauf ab, mögliche Unterschiede zwischen den einzelnen Fluorit- bzw. Scheelit-Proben nachzuweisen, um daraus Rückschlüsse auf unterschiedliche oder gleiche Bedingungen bei der Entstehung dieser Minerale nachzuweisen.

In Abbildung 14 ist die SEE-Verteilung der einzelnen Fluorit-Proben dargestellt. Das auffälligste Kennzeichen der SEE-Verteilung ist die negative Nd-Anomalie, die in den zwei Proben aus den zersetzten Pegmatiten (Probe 19 und 21) ebenso wie in der Probe aus der Kalksilikatfelslage auftritt. In der Gruppe der SSEE ist ein leichter Anstieg vom Tb zum Lu zu verzeichnen. Eine Erklärung für die auffällige Nd-Anomalie kann nicht gegeben werden. MÖLLER et al. (1976) beschreiben negative Ce- und Sm-Anomalien, allerdings keine negative Nd-Anomalie. Die Untersuchungen von MÖLLER & MORTEANI (1983) zeigen, daß Fluorite ein breites Spektrum unterschiedlicher SEE-Verteilungsmuster aufweisen können. EKAMBARAM et al. (1986) beschreiben SEE-Verteilungsmuster in Fluorit-Proben mit einer ausgeprägten Abreicherung der LSEE La und Ce, einer Anreicherung der mittleren SEE Nd - Ho und wiederum einer leichten Abreicherung der SSEE Tm - Lu.

Nach SCHNEIDER et al. (1975), GUNDLACH et al. (1976), MÖLLER et al. (1976 a, b; 1979), MORTEANI et al. (1981, 1982) und MÖLLER & MORTEANI (1983) können die Gehalte an SEE und ihr Verhältnis zu Calcium in Fluorit zusammen mit geologischen Untersuchungen zur Klärung der Entstehung und der Bildungsbedingungen dieses Minerals beitragen. Die Autoren nutzen das Tb/Ca- zu Tb/La-Verhältnis zur Charakterisierung und Unterscheidung pegmatitischer, hydrothermaler und sedimentärer Fluorite.

Die Auswahl von Tb und La als charakteristische SEE beruht darauf, daß von Tb ausgehend die Fraktionierung zum La bzw. Lu zunimmt, wobei die Tb/La-Änderung am ausgeprägtesten ist (MÖLLER et al., 1976 b). Die Autoren führen dieses Phänomen auf die Zunahme der Komplexstabilität der SEE mit steigendem Atomgewicht und das Durchlaufen eines Maximums für die Mitfällungskoeffizienten bei den mittleren SEE³⁺-Ionen zurück, deren Ionenradien mit denen der Ca²⁺-Ionen übereinstimmen.

Wendet man dieses Verfahren auf die Fluorite des Scheelitvorkommens Barca d'Alva an, so fallen die drei untersuchten Fluorit-Proben in das Feld der hydrothermalen Fluorite (Abb. 15). Als Ca-Wert wurde, analog zu den Untersuchungen durch EKAMBARAM et al. (1986), der stöchiometrische Wert für Ca

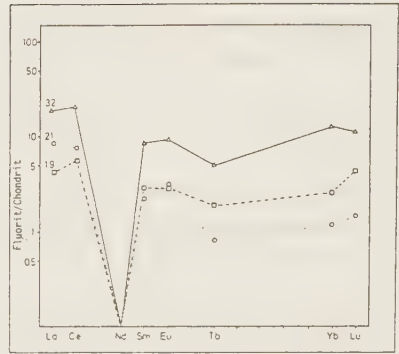
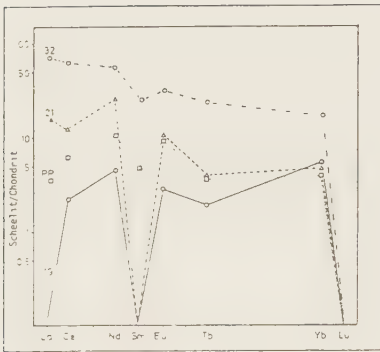


Abb. 13: (linke Abbildung): SEE-Verteilungsmuster von 4 untersuchten Scheelit-Einzelmineralpräparaten. Probe 19 und 21 aus hydrothermal zersetzten Pegmatiten, Probe 32 aus einer Kalksilikatfelslage des Scheelitvorkommens von Barca d'Alva. Probe PP entstammt dem Scheelitvorkommen von Perales del Puerto. Die Werte für La, Sm, Lu und Nd liegen bei einigen Proben unterhalb der Nachweisgrenze (siehe auch Tab. 3)

Abb. 14: (rechte Abbildung): SEE-Verteilungsmuster von Fluorit-Einzelmineralpräparaten aus dem Scheelitvorkommen von Barca d'Alva (aus identischen Gesteinsproben wie die Scheelit-Präparate aus Abbildung 13)

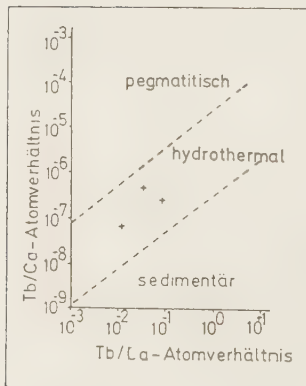


Abb. 15: Tb/Ca- zu Tb/La-Atomverhältnis zur Unterscheidung pegmatitisch gebildeter Fluorite (nach MÖLLER & MORTEANI, 1983). Die bereits in Abb. 13 erwähnten Fluorite belegen das Feld der hydrothermal gebildeten Fluorite.

im Fluorit eingesetzt. Für die zwei Fluorit-Proben aus den zersetzten Pegmatiten ergibt sich das erwartete Ergebnis. Die Fluorit-Probe aus einer Kalksilikatfelslage (ebenfalls im Feld der hydrothermal gebildeten Fluorite) kann als Hinweis auf möglicherweise gleichartige und gleichzeitige Bildung dieses Fluorits aufgefaßt werden. Diese Aussage muß allerdings eingeschränkt werden, da es sich lediglich um eine einzige Probe handelt.

Die Analysen der vier Scheelit-Proben (Abb. 13) ergeben ein weitgehend einheitliches Bild, das vor allem durch die negative Sm- und Lu-Anomalie gekennzeichnet wird. La und Ce weisen in den Proben aus den hydrothermal zersetzten Pegmatiten bzw. in der Einzelprobe aus den Skarnoiden des Scheelitvorkommens von Perales del Puerto jeweils geringere Werte als Nd auf. Die negative Sm-Anomalie ist im Scheelit der hydrothermal alterierten Pegmatite besonders deutlich (Sm liegt jeweils unter der Erfassungsgrenze). In der Scheelit-Probe aus einer Kalksilikatfelslage bzw. in der Probe aus dem Scheelitvorkommen von Perales del Puerto ist die Sm-Anomalie ebenfalls klar faßbar. Lu konnte in keiner Scheelit-Probe nachgewiesen werden - die Werte liegen jeweils unter der Erfassungsgrenze.

Ein Vergleich der drei Scheelit-Proben aus Gesteinen, die einer starken hydrothermalen Alteration unterlagen, mit der Probe aus der regionalmetamorph gebildeten Kalksilikatfelslage zeigt weitgehend übereinstimmende Charakteristika in der SEE-Verteilung auf. Die SEE-Gehalte der Scheelit-Probe aus einer Kalksilikatfelslage sind allerdings wesentlich höher als die SEE-Konzentrationen in den drei weiteren Proben. Diese Unterschiede lassen aber keine sicheren Rückschlüsse auf genetisch unterschiedliche Bildungsbedingungen zu (Wolframzufuhr durch hydrothermale Lösungen nach einer Granitintrusion bzw. primär syngedimentär-diagenetische Erzbildung im Gefolge ebenfalls hydrothermalen Stoffzufuhren).

Die niedrigen La- und Ce-Gehalte der drei Scheelit-Proben aus hydrothermal alterierten Gesteinen spiegeln offensichtlich ein weitverbreitetes Phänomen wider. Die scheelitführenden Gesteine, in denen die Wolframzufuhr auf hydrothermale Lösungen nach einer Granitintrusion zurückzuführen sind, weisen zumeist geringere Gehalte an La und Ce im Vergleich zu den Kalksilikatgesteinen mit einer primär syngedimentär-diagenetischen Scheelitführung auf. Dieses Phänomen wird zusammenfassend in Kapitel 5.1 besprochen.

Die W-Gehalte des Fluorits in den 3 untersuchten Proben sind relativ hoch. In Probe 32 F muß mit einer Verunreinigung durch Scheelit gerechnet werden,

	$\bar{x}$	s	min	max
Haupt- und Nebenelemente in Gew.-% (n = 12)				
SiO ₂	43,64	7,3	30,38	61,93
Al ₂ O ₃	13,91	3,7	9,11	20,55
Fe ₂ O ₃ *	3,54	1,8	1,77	7,16
MgO	5,95	4,1	1,09	11,65
CaO	26,97	7,5	12,75	42,04
Na ₂ O	,84	,5	,10	2,22
K ₂ O	,90	,5	,09	1,73
TiO ₂	,29	,2	,10	,77
F ₂ O ₅	,31	,6	,10	2,06
MnO	,12	,1	,10	,29
Ges.	3,20	1,7	1,25	6,41
Summe	99,41			
Spurenelemente in ppm (EDRFA, n = 12)				
Cr	71	66,5	Sp	220
Co	11	17,4	Sp	43
Cu	7	2,4	3	11
Ni	33	43,4	Sp	126
Cl	7	25,3	Sp	59
La	189	135,1	57	366
Sc	25	3,1	16	40
Pb	18	21,3	Sp	71
Zn	110	400,1	433	1579
Fe	n.b.			
Ca	18	27,1	Sp	81
Pb	66	15,1	16	190
Spurenelemente in ppm (NAA, n = 5)				
Sc	4	4,5	2	12
As	87	122,9	10	305
Se	1	,4	Sp	~
Co	12	114,6	Sp	261
Sn	1,4	1,6	Sp	3,7
Mo	51	26,9	14	85
Ba	120	98,7	Sp	250
Hf	n.b.			
Ti	7	,5	10	1,4
La	5139	3430	176	4799
Ag	24	20,7	Sp	41
Te	3	4,3	Sp	11
J	20			
Li	14	14,0	2	36
Be	24	24,6	2	54
Nb	12	14,0	Sp	31
Sm	2,8	1,9	,5	4,8
F	1,5	,3	1,2	2,0
Tb	,8	,3	,3	1,0
Yb	1,0	,5	,5	1,6
Lu	,1	,1	,1	,2
Fe ₂ O ₃ * : Gesamtisen als Fe ₂ O ₃				

Tab. 4: Durchschnittliche Elementgehalte der Skarnoide und der zersetzten Pegmatite im Scheelitvorkommen von Barca d'Alva; $\bar{x}$ = Mittelwert; s = Standardabweichung; min = Minimalwert; max = Maximalwert

da der W-Gehalt von 2137 ppm W nicht realistisch erscheint. Fluorit weist aber offensichtlich höhere W-Gehalte auf. Dies weist darauf hin, daß der W-Transport durch fluorhaltige Lösungen erfolgte und bestätigt die Meinung von SCHRÖCKE (pers. Mitteilung), der bei Untersuchungen von Fluoriten aus

Wolfram-Gang-Lagerstätten jeweils höhere W-Gehalte im Fluorit feststellen konnte und dies auf den W-Transport durch fluorhaltige Lösungen zurückführt. Art und Weise des W-Transports werden in Kapitel 5 besprochen.

In Tabelle 4 sind die Haupt-, Neben- und Spurenelemente der Skarnoide sowie der zersetzten Pegmatite aufgeführt. Aufgrund der großen geochemischen Ähnlichkeit wurden beide Gesteinstypen zusammengefaßt. Im Vergleich zu den Kalksilikatfelslagen fallen vor allem die um 17.4 % höheren CaO-Gehalte auf.

Das SEE-Verteilungsmuster der Skarnoide (Abb. 12) ähnelt dem der Pegmatite/Aplite (Abb. 52). Die SEE-Gehalte der Skarnoide sind wesentlich geringer als die der Kalksilikatfelse und zeigen eine deutlich positive Eu-Anomalie ($\text{Eu/Sm} = 0.60$) sowie eine ausgeprägte Tb-Anreicherung.

Positive Eu-Anomalien sind ein typisches Kennzeichen des Feldspats (Plagioklas) (HANSON, 1980). Lösungen, die bei der Zersetzung von Plagioklas beteiligt waren, reichern sich mit Eu an (ALDERTON, 1980). Die positive Eu-Anomalie kann als Folge von Mineralzersetzungen im Magmatit sowie im angrenzenden geologischen Dach und der Neubildung von z.B. Plagioklas in den Skarnoiden bzw. in den zersetzten Pegmatiten betrachtet werden. Eu dürfte dabei z.T. auch in Fluorit eingebaut werden. MÖLLER & MORTEANI (1983) erwähnten positive Eu-Anomalien in Fluorit aus Greisen (vgl. Kap. 5). Die Analysen der Fluorit-Einzelmineralpräparate bestätigen diese Annahme, da auch sie eine positive Eu-Anomalie aufweisen.

4.3.5. Die Vererzungen im Bereich von Barca d'Alva

Scheelit weist in sämtlichen Trägergesteinen eine blauweiße Fluoreszenzfarbe auf, was auf einen Mo-freien bzw. Mo-armen Scheelit schließen läßt.

4.3.5.1 Die scheelitführenden Kalksilikatfelslagen

Die höchsten WO_3 -Gehalte in Kalksilikatfelslagen (bis zu 0.2 % WO_3 gemäß lichtoptischer Abschätzung bei einer Mächtigkeit der einzelnen Lagen von bis zu 20 cm) wurden im Tagebau der La Fregeneda Mine festgestellt. Im Tagebau sind fast alle Kalksilikatfelslagen vererzt. Mit zunehmender Entfernung von den Pegmatit-Gängen nimmt die Scheelitführung in den Kalksilikatfelslagen ab. Innerhalb einzelner Lagen wechseln Abschnitte gleichmäßiger Scheelitführung mit scheelitfreien Partien ab. Anzeichen hydrothermalen Altera-

tionen in den Metasedimenten sind auf den Kontaktbereich zwischen Pegmatiten und Metasedimenten beschränkt. Auf der anderen Seite konnte eine reiche Scheelitvererzung auch in Kalksilikatfelslagen festgestellt werden, in denen makroskopisch erkennbare Anzeichen dieser hydrothermalen Alterationen fehlen.

Auf der portugiesischen Flußseite überwiegen scheelitfreie Kalksilikatfelslagen. Höhere WO_3 -Gehalte konnten nur im Nordwestteil des Arbeitsgebietes im Bereich der aufgelassenen Schürfe aus der Zeit des Zweiten Weltkrieges nachgewiesen werden. Dieses Gebiet wird engständig von Quarz-Gängen durchzogen und auch hier weisen die Kalksilikatfelse deutlich höhere Scheelitgehalte als im übrigen Arbeitsgebiet auf.

Abbildung 16 stellt den Ausschnitt einer scheelitführenden Kalksilikatfelslage dar, die von einem dieser Quarz-Gänge durchschlagen wurde. Der Aufschluß findet sich im Bachlauf (Höhe 270 m) oberhalb des in Abbildung 10 mit (St) gekennzeichneten Stollens. Die Scheelitführung tritt ausschließlich am Kontakt zu dem Quarz-Gang auf und reicht kegelförmig in die Kalksilikatfelslage hinein. Außerhalb dieser Vererzungszone wurde keine weitere Scheelitführung in dieser Kalksilikatfelslage nachgewiesen.

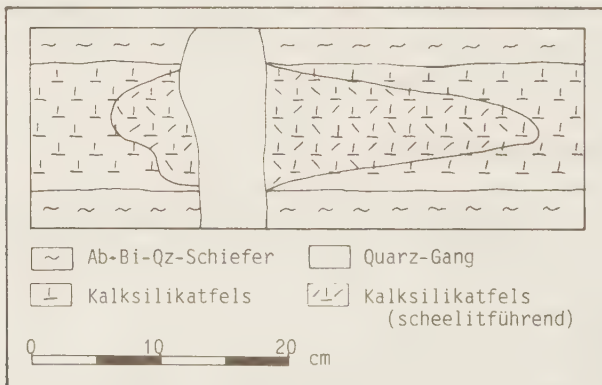


Abb. 16: Scheelitführende Kalksilikatfelslage am Kontakt zu einem Quarz-Gang. Der Quarz-Gang wird als Erzbringer angesehen.

Der Quarz-Gang ist scheelitfrei. Da im Streichen der Kalksilikatfelslage keine weitere Scheelitführung festgestellt wurde, erscheint die Annahme ei-

ner Wolframzufuhr im Zusammenhang mit der Quarzgangbildung plausibel. Eine Mobilisation und Konzentration eines Scheelit-Altbestands am Kontakt der Kalksilikatfelslage zu dem Quarz-Gang, die auf die thermischen Auswirkungen beim Durchschlagen des Ganges zurückgeht, ist möglich, aber aus diesen Gründen wenig wahrscheinlich.

Im Ostteil des Untersuchungsgebietes, in dem nur vereinzelt Quarz-Gänge die Metasedimente durchschlagen, konnten nur an wenigen Stellen einige Scheelitkörner in den Kalksilikatfelslagen nachgewiesen werden.

Höhere Scheelitgehalte in Kalksilikatfelslagen sind offensichtlich an den Nahbereich zu den Pegmatit-Gängen (La Fregeneda-Mine) bzw. an Bereiche gebunden, die engständig von Quarz-Gängen durchzogen werden. In diesen Gebieten führt auch die überwiegende Zahl der Kalksilikatfelslagen Scheelit. Diese Befunde sprechen für eine Abhängigkeit der Scheelitführung von der Nähe zu den Ganggesteinen.

Scheelit ist in den Kalksilikatfelslagen sowohl fein- als auch grobkörnig ausgebildet. Vergleichende Dünnschliffuntersuchungen an 12 Gesteinsproben scheelitführender und scheelitfreier Kalksilikatfelse belegen das gemeinsame Auftreten von Scheelit und Fluorit. Fluorit konnte in keiner Probe der scheelitfreien Kalksilikatfelse nachgewiesen werden. Die xenomorphen Scheelit- und Fluorit-Körner sind ungleichmäßig im Gestein verteilt. Im Dünnschliff ist oftmals eine nesterförmige Anreicherung von Scheelit und Fluorit festzustellen. Scheelitporphyroblasten und grobe Quarzkörner finden sich bevorzugt in dünnen Quarztrümmern, die die Kalksilikatfelse durchziehen.

4.3.5.2 Die scheelitführenden Albit-Biotit-Quarz-Schiefer

In wenigen Lesesteinen finden sich perlschnurartig aneinandergereihte, xenomorphe Scheelitkörner parallel zum regionalmetamorphen Lagenbau der Albit-Biotit-Quarz-Schiefer. Die Dünnschliffuntersuchungen belegen den mit Ausnahme von Scheelit übereinstimmenden Mineralbestand der scheelitführenden und der scheelitfreien Albit-Biotit-Quarz-Schiefer.

Anzeichen einer hydrothermalen Alteration dieser scheelitführenden Albit-Biotit-Quarz-Schiefer wurden nicht festgestellt. Fluorit, der in den Kalksilikatfelslagen, den hydrothermal zersetzten Albit-Biotit-Quarz-Schiefern und Pegmatiten sowie in den Skarnoiden als charakteristisches Begleitmineral des Scheelits festgestellt wurde, fehlt in den scheelitführenden Albit-Biotit-Quarz-Schiefern ebenfalls.

4.3.5.3 Die scheelitführenden Skarnoide

Die stockförmigen Skarnoid-Körper weisen die reichste Scheelitvererzung auf. Wolkig-diffus verteilte Scheelitkörner und Scheelitporphyroblasten zeichnen für die Gehalte bis zu 1 % WO_3 verantwortlich. Scheelit wird von Sulfidmineralen (Pyrit, Magnetkies) begleitet, die sich am Kontakt zu den umgebenden Albit-Biotit-Quarz-Schiefern konzentrieren.

4.3.5.4 Die Vererzung der Pegmatite und Quarz-Gänge

Die Pegmatite der La Fregeneda Mine wurden bis 1974 auf Sn und Ta abgebaut. Fein eingesprengter Cassiterit und Columbit/Tantalit stellen die Haupteerzmineralkomponenten. Daneben treten Wolframit (idiomorph, tafelig oder nadelig) und Molybdärglanz (schuppig) in den Pegmatiten bzw. in kontaktnahen Bleichungszonen auf.

Die Abbauarbeiten zur Zeit des Zweiten Weltkrieges fanden vorherrschend im Nordwestteil des Arbeitsgebietes statt. Die z.T. mehrere Meter tiefen Schürffgräben folgen Quarz-Gängen, die eine geringfügige Cassiterit-Wolframit-Scheelit-Vererzung aufweisen. Manche Quarz-Trümer enthalten Spuren von Pyrit und Kupferkies.

In Kapitel 4.3.2.4 wurde das Auftreten von zersetzten Pegmatiten beschrieben, die eine reiche Scheelitvererzung aufweisen. Die xenomorphen Scheelit-Körner bilden sowohl bis zu 1 cm große Porphyroblasten im richtungslos-grobkörnigen Gefüge der zersetzten Pegmatite als auch Rißfüllungen in Klinozoisit-Säulen. Die "frischen" Pegmatite sind generell scheelitfrei. Eine Scheelitvererzung in Pegmatit-Gängen ist nur dort zu beobachten, wo die Pegmatite hydrothermal zersetzt wurden.

4.3.5.5 Die Genese der Vererzungen

Die Untersuchungen lassen folgende Schlüsse bezüglich der Genese der Scheelitvererzung zu:

Im Scheelitvorkommen von Barca d'Alva lassen sich zwei Scheelit-Generationen unterscheiden. Die Scheelitführung in den Albit-Biotit-Quarz-Schiefern repräsentiert die älteste, bezüglich der Hauptschieferung präkinematische Scheelit-Generation. Sie ist möglicherweise ein bereits primär sedimentär-diagenetischer Bestandteil der Ausgangsgesteine der Albit-Biotit-Quarz-Schiefer.

Die Scheelitvererzung der Skarnoide und der hydrothermal zersetzten Pegmatite ist dagegen einer jüngeren Vererzungsphase mit einer Wolframzufuhr bei der hydrothermalen Aktivität nach der Pegmatitintrusion zuzuordnen. Aufgrund des gemeinsamen Auftretens von Scheelit und Fluorit in diesen Gesteinen ist auf einen Wolfram-Transport durch fluorhaltige Lösungen zu schließen (siehe Kap. 5). Die Erzmineralparagenese der Pegmatite (Cassiterit-Columbit/Tantalit-Wolframit-Molybdänglanz) spricht dafür, daß die Pegmatite als saure Restdifferentiate eines Granitoids anzusehen sind und ihre Vererzung auf die Intrusion dieses Magmenkörpers zu beziehen ist. Es erscheint naheliegend, die Scheelitvererzungen in den Skarnoiden und zersetzten Pegmatiten ebenfalls auf eine hydrothermale Aktivität im Gefolge der Intrusion des Granitoids zurückzuführen.

Die Untersuchungen erbrachten keine klaren Ergebnisse bezüglich der Genese der Scheelitführung in den Kalksilikatfelslagen. Die petrographischen Befunde sprechen für eine regionalmetamorphe Entstehung der Kalksilikatfelse. Scheelit ist z.T. an Bereiche ohne die für die scheelitführenden Skarnoide und Pegmatite typischen hydrothermalen Zersetzungen gebunden, so daß die Annahme einer präintrusiven Scheelitmineralisation gerechtfertigt erscheint. Das auffällige lokale Zusammentreffen erhöhter Scheelitvererzung und der Nähe zu Ganggesteinen läßt dagegen eher auf eine Scheelitvererzung schließen, die genetisch auf die Intrusion dieser Ganggesteine zu beziehen ist. Die Vermutung wird durch das gemeinsame Auftreten von Scheelit und Fluorit und die ungleichmäßige Verteilung des Scheelits in den Kalksilikatfelslagen unterstützt.

Dieses Phänomen ließ sich allerdings auch durch die Remobilisation einer bereits primär vorhandenen, geringfügigen Scheelitführung in den regionalmetamorph geprägten Kalksilikatfelslagen bei der Intrusion eines Magmenkörpers erklären. Die hydrothermale Aktivität nach der Intrusion der Ganggesteine würde für die sekundäre Konzentration des Scheelits in den hydrothermal zersetzten Gesteinen bzw. in den Kalksilikatfelslagen verantwortlich zeichnen.

Zusammenfassend kann man von zwei zeitlich und genetisch voneinander unterscheidbaren Scheelitvererzungen im Bereich Barca d'Alva ausgehen:

1. Eine geringfügige Scheelitvererzung in Albit-Biotit-Quarz-Schiefern (1. Scheelit-Generation). Dieser ersten Scheelit-Generation sind u.U. auch geringe Scheelit-Konzentrationen in regionalmetamorph geprägten

Kalksilikatfelslagen zuzurechnen.

Für die erste Scheelit-Generation wird eine präregionalmetamorphe, wahrscheinlich synsedimentär-diagenetische Entstehung postuliert. Es wird vermutet, daß Wolfram durch eine submarine Hydrothermentätigkeit zugeführt wurde. Beweise für diese Hydrothermentätigkeit konnten im Untersuchungsgebiet allerdings nicht erbracht werden.

2. Eine Scheelitvererzung in alterierten Gesteinen, die genetisch einer hydrothermalen Aktivität nach der Intrusion der Ganggesteine zuzuordnen ist (2. Scheelit-Generation).

Die Wolframit-Columbit/Tantalit-Cassiterit-Vererzung in den Pegmatiten sowie die spurenhafte Scheelit-($\mp$ Pyrit- und Kupferkies-)Mineralisation in den Quarz-Gängen ist genetisch ebenfalls auf die Intrusion dieser Ganggesteine zu beziehen. Diese Vererzung ist altersgleich mit der Platznahme der Ganggesteine, während die Scheelitvererzung in den alterierten Gesteinen etwas später folgte.

4.4 Das Scheelitvorkommen von Granja-Canado

4.4.1 Einführung

Das Untersuchungsgebiet liegt zwischen den Orten Granja und Canado auf der nordöstlichen Talseite des Rio Paiva, 6 km südöstlich von Castro Daire im nördlichen Zentralportugal.

Geringmächtige Quarz-Konglomerate sind in Glimmerschiefer des Schiefer-Grauwacken-Komplexes eingeschaltet. Im Nordwesten grenzen die Gesteine des Schiefer-Grauwacken-Komplexes an frühvariszische, "alte" Granite, im Südwesten des Arbeitsgebietes ist der Kontakt zu spätvariszischen, "jungen" Graniten aufgeschlossen (Abb. 17). Die Unterscheidung der Granite beruht auf einer Einteilung durch SCHERMERHORN (1956).

Das von mir gewählte Untersuchungsgebiet ist Teil des von SCHERMERHORN (1956) im Rahmen seiner Dissertation behandelten Gebietes. Der Autor beschäftigt sich u.a. mit lagerstättenkundlichen Aspekten des Bereichs Castro Daire. Hier finden die Scheelitvorkommen erste Erwähnung. Das Hauptaugenmerk SCHERMERHORNS galt den gangförmigen Cassiterit-Wolframit-Columbit/Tantalit-Vererzungen. FARINHA RAMOS & VIEGAS (1980) liefern eine Kurzbeschreibung des Scheelitvorkommens im Rahmen eines Prospektionsberichts des SERVIÇO FOMENTO MINEIRO.

Die spurenhafte Scheelitmineralisation ist an folgende Trägergesteine gebunden:

1. Hornblende-Plagioklas-Quarz-Gneise
2. Quarz-Konglomerate
3. Granatfels

Das Scheelitvorkommen wurde aufgrund der verschiedenartigen Trägergesteine in die Untersuchungen einbezogen.

4.4.2 Petrographie

4.4.2.1 Glimmerschiefer

Glimmerschiefer dominieren im Untersuchungsgebiet. Aufschlüsse dieser wenig verwitterungsresistenten Gesteine finden sich bevorzugt entlang der Straßen bzw. am Ufer des Rio Paiva. Neben der Hauptschieferung

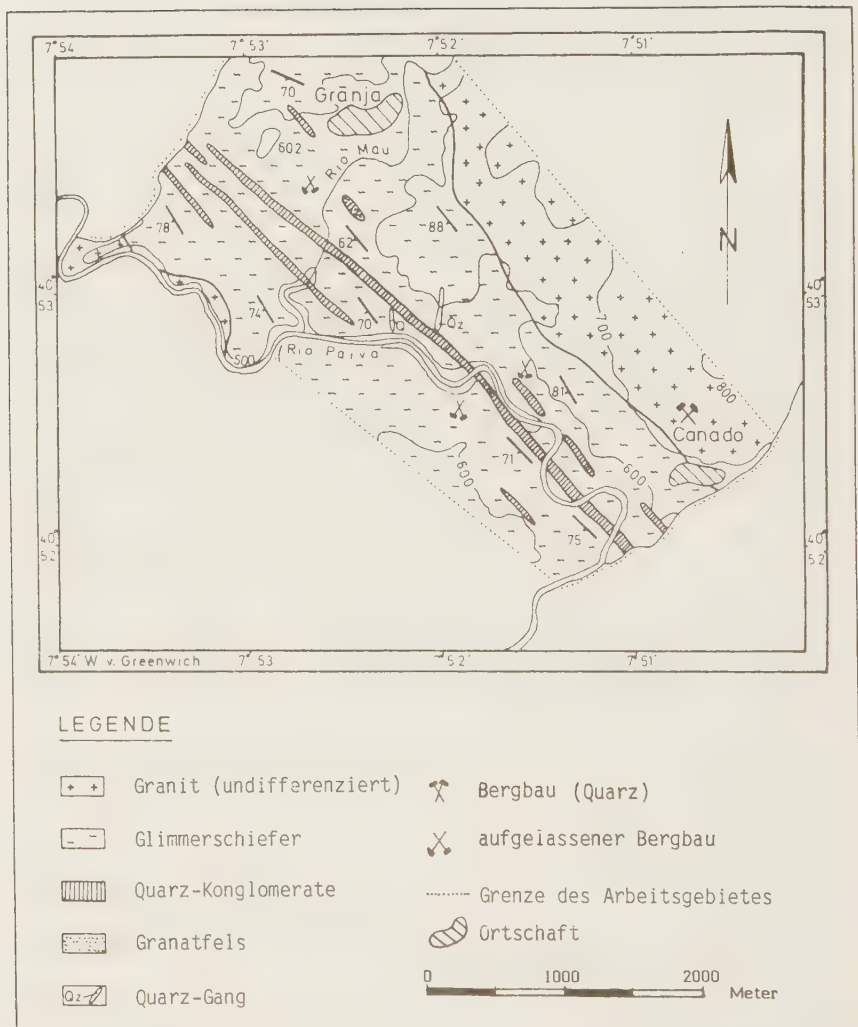


Abb. 17: Geologische Karte des Untersuchungsgebietes von Granja-Canado auf der Grundlage der Kartierung durch SCHERMERHORN (1956), FARINHA RAMOS & VIEGAS (1980) und eigener Arbeiten

konnten zwei spätere, weniger deutlich ausgeprägte Schieferungen unterschieden werden.

U.d.M.: Hellglimmer und Quarz stellen die vorherrschenden Mineralphasen unter Ausbildung eines lepidoblastischen Gefüges. Biotit ist Nebengemengteil der Glimmerschiefer und läßt sich in drei unterschiedlich alte Generationen untergliedern. Biotit I ist in Form schmaler Scheite parallel zur Hauptschieferung eingeregelt, Biotit II (tafelig, bis maximal 0.3 mm) quer zur Hauptschieferung gesproßt. Biotit III ist der späteren thermometamorphen Überprägung der Glimmerschiefer zuzuordnen. Dabei sprossen bis zu 3 mm lange Biotit-Poikiloblasten über das feinkörnige Grundgewebe hinweg und bewirken eine teilweise Auflösung des normalerweise straff ausgeprägten regionalmetamorphen Lagengefüges. Diese jüngste Biotit-Generation hebt sich allein wegen ihrer Größe deutlich von dem regionalmetamorph gebildeten Biotit ab.

Eine retrograde Metamorphose erfaßt alle drei Biotit-Generationen und zeichnet für die Umwandlung von Biotit in Chlorit verantwortlich.

Akzessorien: Turmalin, Zirkon, Titanit, Chlorit, Albit, opake Erzminerale

4.4.2.2 Oligomikte Quarz-Konglomerate

Die fein- bis grobkörnigen, weißgrauen Konglomerate sind ein charakteristisches Gestein des Untersuchungsgebietes. Sie bilden linsenförmige Einschaltungen oder über mehrere Kilometer verfolgbare, maximal 5 m mächtige Horizonte. Bis zu 2 cm große, stark ausgewalzte Quarz-Gerölle mit vollkommener Kantenrundung liegen schieferungsparallel in einer feinkörnigen, quarzitischen Matrix.

TEIXERA (1954) erachtet die Konglomerate als Transgressionskonglomerate an der Basis der Beiras-Formation. SCHERMERHORN (1956) widerspricht dieser Auffassung und deutet die Konglomerate als gröberklastische, stratiforme Einschaltungen in den Glimmerschiefern der Beiras-Formation.

U.d.M.: Quarz ist der einzige Hauptgemengteil der Konglomerate. Die Gerölle werden aus einem mittelkörnigen Quarz-Pflaster aufgebaut. Sie "schwimmen" in einer überwiegend quarzitischen Matrix mit geringen Beimengungen von Hellglimmer, Biotit, Chlorit, Apatit und opaken Erzmineralen. Hellglimmer und der fast vollständig in Chlorit umgewandelte Biotit bilden zusammen mit feinkörnigem Quarz sowie opaken Erzmineralen ein wirr verfilztes Gemenge, das die Konglomerate lagenweise durchzieht. Einen Sonderfall stellen die fein- bis mittelkörnigen, scheelitführenden Konglomerate dar, die sich von der oben beschriebenen Varietät durch das Auftreten von Scheelit, Granat (Grandit), Klinozoisit, Prehnit und sehr stark seriziti-

siertem Plagioklas abgrenzen lassen. Scheelit füllt kurze, schmale Risse und Kornzwischenräume.

4.4.2.3 Hornblende-Plagioklas-Quarz-Gneise

Die selten mehr als 10 cm mächtigen Lagen treten in Wechsellagerung mit Quarz-Konglomeraten und Glimmerschiefern auf. Ihr Verbreitungsgebiet stimmt mit dem der Konglomerate überein (Abb. 17). Wegen ihres geringen Volumens wurden die Hornblende-Plagioklas-Quarz-Gneise in der geologischen Karte nicht getrennt ausgeschieden, sondern mit den Glimmerschiefern zusammengefaßt. Die spurenhafte Scheelitführung ist hauptsächlich an diesen Gesteinstyp gebunden.

Das Gefüge ist poikiloblastisch mit bis zu 1 cm langen Hornblende-Leisten bzw. rosettenförmig angeordneten Hornblende-Aggregaten in einer feinkörnigen, hellen Plagioklas-Quarz-Matrix.

Modalbestand:								
Nr.	Qz	Plag	Hbl	Apa	Gra	Epi	Erz	Akz
Gr 38	42.4	27.2	25.9	.9	.2	.8	2.0	.6

U.d.M.: Die stengeligen Hornblende-Poikiloblasten mit vielfachen Plagioklas- und Quarzeinschlüssen kennzeichnen diesen Gesteinstyp. Eine mittlere Auslöschungsschiefe von $Z \Delta c = 14^0$ läßt auf eine aktinolithische Hornblende schließen. Ihre Bildung erfolgte in einer postdeformativen Kristallisationsphase, die vermutlich auf die Intrusion des älteren Granits zurückzuführen ist. Aktinolith wandelt sich diaphthoretisch in faserige Chlorit-Aggregate um.

Plagioklas (kleinkörnig, unverzwilligt) und Quarz formen das feinkörnige Grundgewebe. Da Plagioklas stets unverzwilligt vorliegt, war eine exakte lichtoptische Bestimmung der Anorthit-Komponente nicht durchführbar. SCHERMERHORN (1956) bestimmte Anorthit-Gehalte, die einem Bytownit entsprechen. Aufgrund der Mineralparagenese der Glimmerschiefer und der Hornblende-Plagioklas-Quarz-Gneise erscheint allerdings nur eine Zuordnung zu einem niedrigen Metamorphosegrad ("low grade" Metamorphose nach WINKLER, 1979) gerechtfertigt. Die von SCHERMERHORN (1956) genannten Anorthit-Gehalte, die mindestens einen mittleren Metamorphosegrad bedeuten würden, sind für den Bereich meines Arbeitsgebietes unwahrscheinlich. Akzessorien: Granat, Rutil, Titanit, Apatit, Epidot, Chlorit, Biotit.

4.4.2.4 Granatfels

Der Granatfels ist nur an einer Lokalität im Untersuchungsgebiet aufgeschlossen (Abb. 17). Er bildet eine geringmächtige Linse in den Glimmerschiefern.

Die richtungslos körnigen Gesteine weisen die reichste Scheelitvererzung auf (max. 0.2 % WO_3 gemäß lichtoptischer Abschätzung an Handstücken). U.d.M.: Granat (Grandit, xenomorph bis hypidiomorph, z.T. bis 0,5 cm große Körner), Quarz und Plagioklas (fast vollständig in Serizit umgewandelt) bauen das grobkörnige Gefüge ab.

Scheelit bildet xenomorphe, selten hypidiomorphe oder auch idiomorphe Porphyroblasten. Er ist regellos im Gefüge verteilt oder in dünnen Quarz-Trümmern angereichert. Granat zerfällt in ein feinkörniges Gemenge aus Chlorit und Klinkzoisit.

4.4.2.5 Granit

Nach SCHERMERHORN (1956) weisen die "alten Granite", die im Nordwesten des Arbeitsgebietes die Serien des Schiefer-Grauwacken-Komplexes intrudierten, einen granitischen bis granodioritischen Chemismus auf. Die Intrusion erfolgte nach der ersten Hauptphase der variszischen Orogenese (Stephan), während die "jungen" Granite, deren Kontakt im Südwesten, am Rio Paiva, aufgeschlossen ist, im Perm intrudierten. Dieser spät- bis postkinematische Granit ist ein grobkörnig bis porphyrisch ausgebildeter Zweiglimmer-Granit.

4.4.2.6 Metamorphose

Regionalmetamorphose:

Die Mineralparagenese der Glimmerschiefer [Quarz + Hellglimmer + Biotit (1. und 2. Generation)] spricht für eine Zuordnung zu einer niedriggradigen Metamorphose, die die Stabilität von Biotit erreicht ("low grade"-Metamorphose im Sinne von WINKLER, 1979). Fazieskritische Minerale einer mittelgradigen Metamorphose konnten nicht nachgewiesen werden.

Kontaktmetamorphose:

Die Auswirkungen der Kontaktmetamorphose im Gefolge der Intrusion des "alten Granits" manifestieren sich vor allem in den Glimmerschiefern, die fast im gesamten Arbeitsgebiet zu Fleckschiefern thermometamorphosiert wurden. Das ausgeprägte Lagengefüge der Glimmerschiefer wird durch die Sprossung grober Biotit-Poikiloblasten (Biotit III) verwischt. In den Hornblende-Plagioklas-Quarz-Gneisen ist die Kristallisation langgestreckter Hornblende-Stengel (Aktinolith) auf die Kontaktmetamorphose zu beziehen. Die Bildung des Granatfelses geht ebenfalls auf die Kontaktmetamorphose bzw. auf eine Kontaktmetasomatose zurück.

Die Mineralparagenesen der verschiedenen Gesteine des Untersuchungsgebietes deuten auf eine niedriggradige Kontaktmetamorphose hin, die die Stabilität von Biotit/Aktinolith/Grandit erreicht ("low grade"-Metamorphose im Sinne von WINKLER, 1979, bzw. Albit-Epidot-Hornfelsfazies nach TURNER, 1968). SCHERMERHORN (1956) beschreibt die Blastese von Cordierit, Staurolith, Andalusit und Biotit in Glimmerschiefern der kontaktnahen Bereiche. Diese Mineralasoziation belegt wesentlich höhere Metamorphosegrade, die aber auf den unmittelbaren Kontaktbereich beschränkt sind ("medium grade"-Metamorphose nach WINKLER, 1979).

Die weite Ausdehnung der Kontaktaureole des "alten Granits" spricht für einen flach nach Süd bzw. Südwest abtauchenden Intrusionskörper.

Retrograde Mineralneubildungen sind anhand der Umwandlung von Biotit und Aktinolith in Chlorit und der Zersetzung von Granat und Plagioklas zu erkennen. Die Diaphthorese erfaßt auch die kontaktmetamorph gebildeten Minerale (z.B. Biotit III), so daß sie einer Phase nach der Intrusion des "alten Granits" zuzuordnen ist.

Der Kontakt des "jungen" Granits zu den umgebenden Glimmerschiefer ist durch eine Kontaktaureole im m-Bereich gekennzeichnet. Die kontaktnahen Glimmerschiefer sind z.T. gebleicht, z.T. ist wiederum die Sprossung von Biotit zu beobachten.

4.4.3 Die Scheelitmineralisation

Wolkig-diffus verteilte Scheelitporphyroblasten mit einheitlich blauen Fluoreszenzfarben (Mo-arme bis Mo-freie Scheelit) charakterisieren die

Scheelitführung des Granatfelsens, während sich in den Hornblende-Plagioklas-Quarz-Gneisen und den Quarz-Konglomeraten nur vereinzelte, regellos verteilte Scheelitkörner finden.

Ein gemeinsames Kennzeichen der Hornblende-Plagioklas-Quarz-Gneise und des Granatfelsens ist die Ausbildung eines richtungslos-körnigen Gefüges durch die kontaktmetamorphe Sprossung einzelner Minerale (z.B. Aktinolith, Granat).

U.d.M. zeigt Scheelit einerseits hypidiomorphe bis idiomorphe Umrisse, andererseits füllt er schmale Risse und Kornzwischenräume. Kornform und Art des Auftretens sprechen für eine späte, bezüglich der im Scheelit-vorkommen dominierenden Gefügeprägung postkinematischen Kristallisation des Scheelits. Dies ließe sich auf der einen Seite durch eine kontaktmetamorphe Remobilisation eines Scheelit-Altbestands oder aber durch eine Wolframzufuhr im Gefolge der Granitintrusion erklären. Aufgrund der folgenden Überlegungen erscheint eine Wolframzufuhr aus dem Intrusiv naheliegend:

1. Die Scheelitvererzung des Granatfelsens erscheint postdeformativ und dürfte gleichzeitig mit der Umprägung dieses Gesteins im Gefolge der Granitintrusion erfolgt sein.
2. Die Erzmineralparagenese der Pegmatit- und Quarz-Gänge im Untersuchungsgebiet (Wolframit + Cassiterit $\pm$ Columbit/Tantalit) zeugt von Vererzungen, die genetisch auf einen Granit zu beziehen sind.
3. In den oligomikten Quarz-Konglomeraten findet sich Scheelit nur in dem Konglomerattyp, der in der quarzitisches Matrix Anteile von Kalksilikatmineralen (z.B. Granat, Klinozoisit) aufweist.
4. Die Geländebefunde und die petrographischen Untersuchungen erbrachten keine Hinweise für die Existenz einer primär schichtgebundenen Scheelitvererzung, so daß sich keinerlei Anhaltspunkte für eine mögliche Remobilisation einer primär schichtgebundenen Scheelitmineralisation ergaben.

Die vorliegenden Befunde sprechen für eine Scheelitmineralisation, die genetisch an die Intrusion eines Granits gebunden ist. Saure Restlösungen dieses Granits zeichnen vermutlich für den Wolframtransport verantwortlich. Die Abscheidung als Scheelit erfolgte durch Neutralisation dieser Lösungen bei der Reaktion mit geeigneten Nebengesteinen (z.B. mit den Ausgangsgesteinen der Granatfelse bzw. mit den karbonatführenden Quarz-Konglomeraten).

4.5 Das Scheelitvorkommen am Rio Coja

4.5.1 Einführung und Problemstellung

Das Scheelitvorkommen befindet sich am Rio Coja nördlich der Straße Penalva do Castelo - Satao (N 229). Penalva do Castelo liegt 19 km östlich von Viseu im nördlichen Zentralportugal.

Eine etwa 50 m mächtige Wechselfolge von Albit-Biotit-Quarz-Schiefern und Kalksilikatgesteinen läßt sich auf einer streichenden Erstreckung von 150 m entlang des Rio Coja verfolgen. Die Gesteine streichen Nord-Süd und fallen flach bis mittelsteil (20 bis 50°) nach Westen ein. Sie werden von einem fein- bis mittelkörnigen Zweiglimmer-Granit umrahmt.

Die Scheelitführung ist an zwei unterschiedliche Kalksilikatgesteinstypen gebunden:

1. Grobkörnige Vesuvianfelse.
2. Gebänderte Kalksilikatfelslagen

Die gleichförmige mineralogische Zusammensetzung der Kalksilikatfelslagen im Untersuchungsgebiet spricht für ihre Entstehung während der Regionalmetamorphose. Die spätere Granitintrusion führte zu einer kontaktmetamorphen Überprägung der Metasedimente, die sich in den Kalksilikatfelslagen vor allem in der Bildung grobkristalliner Vesuvianfelse unter Auflösung des regiometamorphen Lagengefüges manifestiert.

Die Vesuvianfelse sind die Hauptträgergesteine der Scheelitmineralisation. Innerhalb der gebänderten Kalksilikatfelse finden sich Scheelitspuren ausschließlich in konkordanten, maximal 5 cm mächtigen, vesuvianbetonten Lagen, die räumlich eng an das Auftreten der grobkörnigen Vesuvianfelse gebunden sind.

Die Untersuchungen konzentrieren sich auf die geringfügige Scheelitführung in den Kalksilikatfelslagen. Sie sollen klären, ob Scheelit ein präintrusiver Bestandteil der Kalksilikatfelslagen ist, der im Gefolge der Granitintrusion remobilisiert und sekundär in dem grobkörnigen Vesuvianfels angereichert wurde, oder ob der Granit als Erzbringer anzusehen ist.

FERREIRA PINTO (1978) beschäftigt sich mit der Petrographie und Geochemie der Metasedimente. Er erklärt die Entstehung der Kalksilikatgesteine durch eine zweiphasige Metasomatose im Gefolge der Granitintrusion. In einem

ersten Schritt wandeln sich Sedimente dolomitischer Zusammensetzung durch eine "Diffusionsmetasomatose" in Kalksilikatfelse um. Die "Infiltrationsmetasomatose" der zweiten Phase führt zur Bildung grobkörniger Vesuvianfelse. Die Scheelitmineralisation wird dieser zweiten Phase zugeordnet, da Scheelit bevorzugt zusammen mit grobkristallinem Vesuvian auftritt. Die Bildung der Kalksilikatgesteine soll in einem Temperaturbereich von 500⁰ bis 600⁰C erfolgt sein (FERREIRA PINTO, 1978).

4.5.2 Petrographie

4.5.2.1 Albit-Biotit-Quarz-Schiefer

Die Albit-Biotit-Quarz-Schiefer finden sich in einer Wechsellagerung mit Kalksilikatfelslagen. Die Mächtigkeit der einzelnen Schieferpakete schwankt zwischen wenigen Zentimetern und mehreren Metern. Ihre dunkelgraue Farbe ist durch eine gleichmäßige Graphitpigmentierung bedingt.

Modalbestand:				
Nr.	Qz	Bi	Ab	Akz
RM 29	51.8	28.3	19.7	.2

U.d.M.: Quarz und Albit (vorherrschend unverzwilligt oder mit wenigen Zwillingslamellen nach dem Albit-Gesetz) bauen ein feinkörniges Pflastergefüge auf. Tafelige Biotit-Kristalle mit einer Vielzahl pleochroitischer Höfe um Zirkon durchziehen das Gestein lagenweise oder liegen als einzelne Scheite in der Quarz-Albit-Matrix. Biotit ist parallel zur Schieferung eingeregelt.

Größere, bezüglich der Hauptschieferung der Gesteine postkinematische Biotit-Tafeln repräsentieren die zweite Biotit-Generation, die als Querbiotit das Albit-Biotit-Quarz-Grundgewebe durchschneidet. Biotit wird mitunter von Chlorit verdrängt.

Akzessorien: Apatit, Rutil, Chlorit, Titanit, Zirkon, Hellglimmer, opake Erzminerale

4.5.2.2 Kalksilikatfels

Die grünlich-grauen oder weißlichen, feinkörnigen Kalksilikatfelse tre-

ten in vielfacher Wechsellagerung mit den Albit-Biotit-Quarz-Schiefern auf. Die Mächtigkeit der einzelnen Kalksilikatbänder schwankt zwischen 2 und 20 cm. Der Kontakt zwischen beiden Gesteinstypen ist scharf. Im Aufschlußbereich zeigt sich eine farblich auffallende Bänderung der Gesteine im cm-Bereich, die vermutlich auf primär sedimentäre Stoffunterschiede zurückzuführen ist.

U.d.M ist die Bänderung durch den Wechsel zwischen Quarz-Plagioklas und stärker Diopsid-betonten Lagen erkennbar. Quarz, Plagioklas (xenomorphe, meist nach dem Albit-Gesetz polysynthetisch verzwilligte Individuen, selten mit einer zweiten Verzwilligung nach dem Periklin-Gesetz; FERREIRA PINTO, 1978, bestimmte Anorthit-Gehalte zwischen An_{38} und An_{76}) und Diopsid (xenomorphe, teils rundliche Körper) bauen in stark schwankenden Mengenverhältnissen das feinkörnige, granoblastische Grundgewebe der Kalksilikatfelse auf. Als Ausnahme sei auf Dünnschliff RM 31 hingewiesen, in dem Prehnit als Hauptgemengteil neben Quarz auftritt. Xenomorphe Prehnit-Körner (durch Röntgendiffraktometeraufnahmen bestätigt) werden durch eine Vielzahl von Subindividuen in mosaikartiger Anordnung aufgebaut (Parkettierung). Die Entstehung des Prehnits steht möglicherweise mit einer hydrothermalen Überprägung der Kalksilikatfelse und einer Zersetzung von Plagioklas und Klinkzoisit im Gefolge der Granitintrusion im Zusammenhang.

Titanit ist Nebengemengteil der Kalksilikatfelse. Die oft briefkuvertförmigen Kristalle sind meist parallel zur Schieferung eingeregelt.

Weitere Nebengemengteile und Akzessorien: Hellglimmer, Epidot, Klinkzoisit, Tremolit, Chlorit, Apatit, Calcit, Granat, opake Erzminerale.

Modalbestand:									
Nr.	Qz	Plag	Di	Pr	Klz	Ti	Hgli	Erz	Akz
RM 14	22.0	27.0	37.8	4.0	2.0	2.6	3.1	.6	.9
RM 31	49.6	7.2	8.2	21.8	9.1	3.0	.6	.2	.3

Die eigenen petrographischen Untersuchungen erbrachten keine Hinweise für eine kontaktmetasomatische Entstehung der Kalksilikatfelse. Die Bänderung der Gesteine parallel zum regionalmetamorphen Lagenbau (und damit parallel zum sedimentären Lagengefüge) und ihr weitgehend homogener Modalbestand im gesamten Untersuchungsgebiet deuten vielmehr auf eine regionalmetamorphe Umkristallisation kieselig-dolomitischer Karbonatgesteine hin. Aufgrund des Auftretens der Vesuvianfelse (1. Typ) sowie der

dünnen Vesuvianlagen (Vesuvianfels, 2. Typ) (Kap. 4.5.2.3) ist allerdings eine spätere kontaktmetamorphe Überprägung der Kalksilikatfelse wahrscheinlich.

4.5.2.3 Vesuvianfels

Die Vesuvianfelse sind die Trägergesteine der Scheelitmineralisation. Zwei verschiedene Vesuvianfelstypen lassen sich anhand ihres Auftretens im Gelände unterscheiden:

1. Unter Auflösung des ursprünglichen Lagenbaus der Kalksilikatfelse entstanden richtungslos-körnige Vesuvianfelse, die generell die reichste Scheelitführung aufweisen [bis 0.4 % WO_3 im Handstück gemäß lichtoptischer Abschätzung und Messung (Tab. 5, Probe RM 4)].
2. Der zweite Typ zeichnet sich durch eine Vesuviansprossung unter Beibehaltung der groben Lagentextur der Kalksilikatfelse aus. Scheelit findet sich in diesem Gesteinstyp nur in Spuren.

Beide Gesteinstypen treten gemeinsam auf und gehen ineinander über. So zeigt sich, daß der grobkörnige Vesuvianfels (erster Typ) vom Vesuvianfels (zweiter Typ) abgelöst werden kann. Der zweite Vesuvianfelstyp formt zunächst noch bis zu 5 cm mächtige Lagen, die sich konkordant in die Kalksilikatfelslagen einschalten. Auf wenigen Metern im Streichen dünnen diese Vesuvianfelslagen aus und gehen in die hellen Kalksilikatfelslagen über.

1. Vesuvianfelstyp: U.d.M.: Vesuvian bildet derbe, langsäulige, teils idiomorphe Körner, die vielfache Einschlüsse sämtlicher anderer Mineralphasen aufweisen bzw. Quarz und Fluorit verdrängen. Quarz und Fluorit sind unter Ausbildung einer wurm- oder hieroglyphenartigen Struktur mit Vesuvian verwachsen. Die gleiche, vom Aussehen an Myrmekite erinnernde Struktur charakterisiert auch das Auftreten von Quarz und Fluorit und läßt auf eine etwa gleichzeitige Kristallisation beider Mineralphasen schließen. Quarz ist einziger Hauptgemengteil neben Vesuvian. Die in Ausnahmefällen hypidiomorphen Quarzkörner werden bis zu 1 mm groß. Fluorit, Aktinolith und Diopsid sind Nebengemengteile der Vesuvianfelse. Xenomorphe Diopsidkörner werden als Relikte der Kalksilikatfelse angesehen.

Modalbestand:								
Nr.	Ves	Qz	Fl	Akt	Di	Sche	Erz	Akz
RM 4	63.0	24.9	4.7	4.3	1.3	.5	.2	1.1

2. Vesuvianfelfstyp: U.d.M. zeigt sich ein weitgehend mit dem ersten Vesuvianfelfstyp übereinstimmender Mineralbestand und eine fast identische Ausbildung der einzelnen Mineralphasen. Vesuvian ist wiederum säulig oder derb-massig und weist eine Vielzahl von Einschlüssen (Diopsid, Quarz, Aktinolith) auf. Risse im Vesuvian werden durch sekundären Calcit gefüllt.

Der Übergang der vesuvianbetonten Lagen zu den Kalksilikatfelslagen ist durch eine wenige mm mächtige Zone mit fast vollständig serizitisiertem Plagioklas und neugebildetem Prehnit gekennzeichnet. Mit zunehmender Entfernung von der Vesuvianfelflage zum Hangenden bzw. zum Liegenden sind in den Kalksilikatfelslagen wieder frische, polysynthetisch nach dem Albit-Gesetz verzwillingte Plagioklase zu beobachten.

Die Vesuvianfelse stellen eine spätere Sonderentwicklung innerhalb der Kalksilikatgesteine dar. Im Mineralbestand unterscheiden sich Vesuvianfels und Kalksilikatfels erheblich, da weder Vesuvian noch Fluorit oder Scheelit in den feinkörnigen, hellen Kalksilikatfelslagen auftritt. Die richtungslos-grobkörnige Textur und die Ausbildung der einzelnen Mineralphasen weist zusammen mit der Auflösung des regionalmetamorphen Lagengefüges auf die späte, bezüglich der Hauptdeformation der Gesteine postkinematische Bildung der Vesuvianfelse hin.

4.5.2.4 Granit

Die Metasedimente bilden eine Scholle in einem fein- bis mittelkörnigen, hellen Granit. Die Intrusion des Granits erfolgte nach der regionalmetamorphen Prägung der Gesteine, so daß er zur Gruppe der jungen, spät- bis postkinematischen Granite des Hesperischen Massivs im Sinne von ING SOEN (1970) zählt.

Modalbestand:							
Nr.	Plag	Kfsp	Qz	Bi	Hgli	Erz	Akz
RM 10	38.4	21.8	29.0	9.6	.2	.2	.8
RM 11	40.2	18.8	21.0	19.0	.2	.4	.4

Plagioklas [teils zonierte Körner mit Albit-Saum und Anorthit-reicherem Kern (An_{42} nach FERREIRA PINTO, 1978), Verzwillingung nach Albit- und Periklin-, selten nach dem Karlsbader-Gesetz, Ausbildung von Myrmekiten], Mikroklin [mit charakteristischer Gitterung, z.T. mit perthitischen Ver-

wachsungen (Aderperthit)] und Quarz stellen die Hauptgemengteile, z.T. chloritisierter Biotit (bis 1.5 mm lange Tafeln) ist Nebengemengteil.

Akzessorien: Muskovit, Apatit, Zirkon, Turmalin, Titanit, Chlorit, opake Erzminerale

Aplitgänge bis zu 30 cm Mächtigkeit durchschlagen die Metasedimente diskordant.

4.5.2.5 Metamorphose

Im Scheelitvorkommen Rio Coja ist eine Regional- und eine jüngere Kontaktmetamorphose zu unterscheiden.

Regionalmetamorphose:

Aufgrund der Mineralparagenese der Albit-Biotit-Quarz-Schiefer und der Kalksilikatfelse läßt sich auf PT-Bedingungen der Regionalmetamorphose schließen, die den Bedingungen im Scheelitvorkommen von Regua (Kap. 4.2) entsprechen ("low grade"-Metamorphose im Sinne von WINKLER, 1979).

Kontaktmetamorphose:

Die kontaktmetamorphe Überprägung der Metasedimente dokumentiert sich vor allem im Auftreten der richtungslos-grobkörnigen Vesuvianfelse. Die Mineralassoziaton Vesuvian + Quarz + Aktinolith spricht für eine Zuordnung der derzeit aufgeschlossenen Gesteine zur Albit-Epidot-Hornfels-Fazies im Sinne von TURNER (1968); ("low grade"-Metamorphose nach WINKLER, 1979). In den Albit-Biotit-Quarz-Schiefern ist der quer zur Schieferung gesproßte Biotit einer postkinematischen Kristallisationsphase zuzurechnen, die allerdings nicht notwendigerweise in Verbindung zur Granitintrusion stehen muß.

Prehnit in den Kalksilikatfelslagen ist mit hoher Wahrscheinlichkeit als retrograde Mineralneubildung aufzufassen, da nach SCHRÖCKE & WEINER (1981) die Stabilität des Prehnits bei 400°C endet, wenn der H₂O-Druck gleich dem Gesamtdruck ist. Es erscheint naheliegend, die Bildung von Prehnit im Zusammenhang mit einer hydrothermalen Überprägung der Metasedimente im Gefolge der Granitintrusion zu sehen.

4.5.3 Geochemie

Tabelle 5 stellt die Kalksilikatfelse dem grobkörnigen Vesuvianfels (1. Typ) gegenüber. Anhand dünner Vesuvianlagen in einigen Kalksilikatfelslagen ist aber eine kontaktmetamorphe Überprägung der Kalksilikatfelse zu postulieren, so daß sie nicht als ausschließlich regionalmetamorphe Bildungen anzusehen sind.

	$\bar{x}$	s	min	max	
Haupt- und Nebenelemente in Gew.-% (n = 7)					RM 4
SiO ₂	59.11	6.8	52.51	73.10	SiO ₂ 49.74
Al ₂ O ₃	11.75	1.4	8.86	13.11	Al ₂ O ₃ 11.38
Fe ₂ O ₃ *	5.02	.9	3.07	5.76	Fe ₂ O ₃ * 6.90
MgO	3.31	.8	1.64	4.11	MgO 1.82
CaO	15.13	4.4	6.63	20.30	CaO 24.59
Na ₂ O	1.78	.6	.85	2.55	Na ₂ O 4.44
K ₂ O	.96	.5	.49	1.66	K ₂ O .01
TiO ₂	.71	.0	.69	.76	TiO ₂ .55
P ₂ O ₅	.32	.0	.29	.36	P ₂ O ₅ .08
MnO	.10	.0	.04	.13	MnO .50
G. V.	1.14	.5	.48	2.04	G. V. 1.30
Summe	99.33				Summe 101.31
Spurenelemente in ppm (EDRFA, n = 7)					
V	129	23.0	78	145	V 122
Cr	14	13.9	Sp	39	Cr Sp
Co	6	1.4	4	7	Co 11
Ni	24	20.9	2	65	Ni 36
Cu	28	8.3	21	44	Cu n.b.
Zn	147	43.1	79	211	Zn n.b.
Ga	23	4.8	16	30	Ga 24
Rb	47	19.7	19	83	Rb Sp
Sr	1160	278.4	799	1556	Sr 622
Y	25	11.9	14	47	Y n.b.
Zr	161	65.9	100	299	Zr 10
Pb	74	46.4	31	152	Pb n.b.
Spurenelemente in ppm (NAA, n = 3)					
Sc	14	.6	14	15	Sc 11
As	51	20.8	27	64	As 82
Se	Sp				Se Sp
Sn	Sp				Sn Sp
Sb	2.1	1.4	Sp	3.7	Sb 19.1
Cs	9	4.5	5	14	Cs 2
Ba	348	70.2	305	429	Ba 226
Hf	5	1.0	4	6	Hf n.b.
Ta	1.2	.1	1.1	1.2	Ta 1.5
W	21	16.2	12	40	W 3226
Au (ppb)	17	14.4	Sp	29	Au (ppb) 27
Th	8	1.0	7	9	Th 6
U	4	1.2	3	5	U 6
La	30	1.2	29	31	La 28
Ce	49	7.6	40	54	Ce 56
Nd	21	5.1	15	25	Nd 19
Sm	6.5	.3	6.3	6.8	Sm 6.4
Eu	1.4	.2	1.2	1.5	Eu 1.4
Tb	1.0	.1	Sp	1.1	Tb 1.1
Yb	2.1	.2	1.9	2.2	Yb 1.8
Lu	.4	.1	.3	.4	Lu .4
Fe ₂ O ₃ * : Gesamteisen als Fe ₂ O ₃					

Tab. 5: Durchschnittliche Elementgehalte der Kalksilikatfelse und des Vesuvianfelses RM 4 im Scheelitvorkommen Rio Coja; $\bar{x}$ = Mittelwert; s = Standardabweichung; min = Minimalwert; max = Maximalwert

Ein Vergleich der Haupt- und Nebenelementgehalte zeigt erhebliche Unterschiede der Kalksilikatfelse gegenüber dem Vesuvianfels. SiO_2 , MgO , K_2O und P_2O_5 weisen niedrigere, CaO , Na_2O und MnO deutlich höhere Gehalte in dem Vesuvianfels gegenüber dem Kalksilikatfels auf. In der Gruppe der Spurenelemente zeichnet sich der Vesuvianfels durch niedrigere Sr- und Cr-Gehalte und signifikant höhere Sb-Gehalte aus. Sb hat sich offensichtlich zusammen mit W angereichert.

Die SEE-Gehalte verbleiben dagegen in beiden Gesteinstypen annähernd gleich. Abbildung 18 und Tabelle 5 belegen die z.T. übereinstimmenden Elementgehalte.

Nach Berechnungen durch FERREIRA PINTO (1978) ist bei einem Vergleich von Vesuvianfels und diopsidbetontem Kalksilikatfels eine deutliche Zunahme im SiO_2 -, Al_2O_3 -, Fe_2O_3 -, CaO -, und F-Gehalt zu konstatieren, was durch die eigenen Untersuchungen bedingt bestätigt wird. FERREIRO PINTO (1978) erklärt diese Zunahme durch eine Stoffzufuhr aus dem Intrusiv.

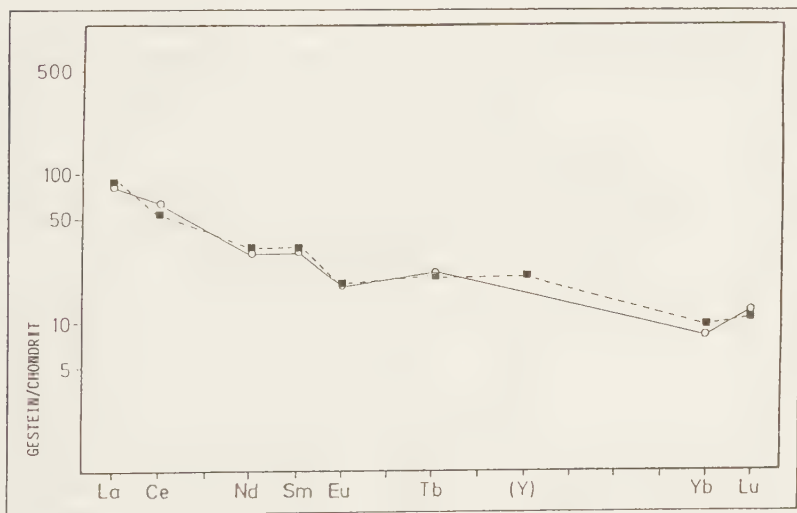


Abb. 18: SEE-Verteilungsmuster der Kalksilikatfelse (■, $n = 3$) und des Vesuvianfels (○)

4.5.4 Die Scheelitmineralisation

Das Scheelitvorkommen am Rio Coja enthält eine einzige Scheelitgeneration. Der einheitlich blauweiß fluoreszierende Scheelit ist bezüglich der im Scheelitvorkommen dominierenden Gefügeprägung post-deformativ. Die Wolframgehalte schwanken zwischen wenigen ppm W und ca. 0.4 % WO_3 , wobei die höheren Gehalte nur in lokal eng begrenzten Abschnitten im Kontaktbereich der Vesuvianfelse (1. Typ) zu dem Grafit erreicht werden.

Die Scheelitführung ist ausschließlich an Gesteinsabschnitte gebunden, die durch grobe, postkinematisch gesproßte Vesuvian-Poikiloblasten und das Auftreten von Fluorit gekennzeichnet sind. Regellos im Trägergestein verteilte Scheelitkörner bilden überwiegend xenomorphe Einsprenglinge.

Alle Beobachtungen stützen die Annahme einer kontaktmetasomatischen Bildung der Vesuvianfelse. Im Gefolge der Granitintrusion kam es zu erheblichen Stoffumlagerungen und zu Stoffzufuhren.

Die erhöhten Sb-, F- und W-Gehalte scheinen ein gemeinsames Charakteristikum hydrothormaler Lösungen zu sein, die im Gefolge der Granitintrusion die Scheelitmineralisation bewirkten und zur Bildung der Vesuvianfelse führten.

Für Wolfram-Präkonzentrationen in den Ausgangsgesteinen der Kalksilikatifelse liegen keine Hinweise vor. Die eigenen Untersuchungen bestätigen die von FERREIRA PINTO (1978) getroffene Zuordnung des Scheelitvorkommens am Rio Coja zur Gruppe der kontaktmetasomatischen Vererzungen.

4.6 Das Scheelitvorkommen von Nave

4.6.1 Einführung und Problemstellung

Das Scheelitvorkommen von Nave liegt südwestlich der gleichnamigen Ortschaft an der Verbindungsstraße Sabugal - Nave - Fuentes de Oñoro.

Scheelit ist an Konglomerate gebunden. Daher wurde auch dieses Vorkommen zur Darstellung der verschiedenen Trägergesteine der Scheelitvorkommen Spaniens und Portugals in die Untersuchungen einbezogen.

Die Konglomerate bilden linsenförmige Körper in Glimmerschiefern des Schiefer-Grauwacken-Komplexes. Die Quarzgerölle, die in einer feinkörnigen Matrix wechselnder Zusammensetzung "schwimmen", weisen alle Stadien zwischen kantiger Form und vollkommener Rundung auf. Die Glimmerschiefer wurden durch die Intrusion des "Granits von Beira" (porphyrischer Zweiglimmer-Granit) zu Fleckschiefern thermometamorphosiert.

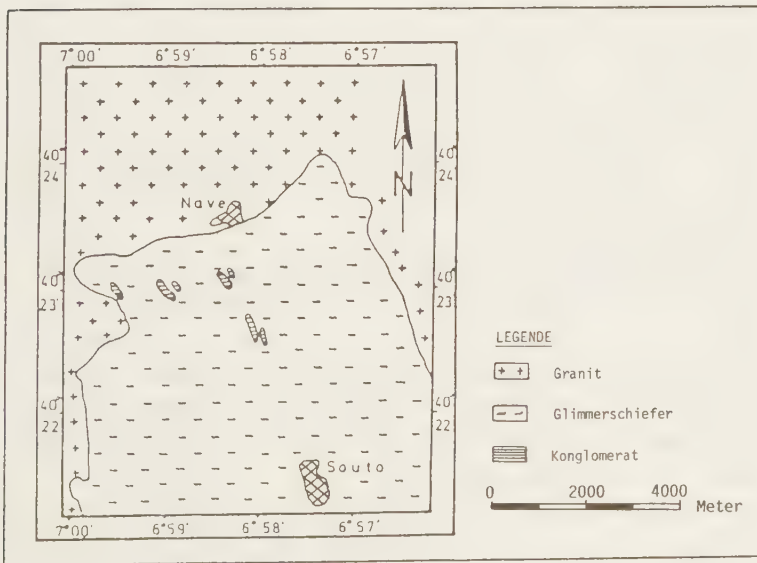


Abb. 19: Geologische Karte der Region Nave. Ausschnitt der geologischen Karte von Portugal, Maßstab 1 : 200 000, Blatt 18-D, Nave de Haver und 21-B, Quadrasais

Die Untersuchungen behandeln ausschließlich die am weitesten westlich gelegene Konglomeratlinse. Aufgrund fehlender Aufschlüsse im Gebiet südwestlich von Nave beruhen die Beschreibungen auf Beobachtungen an Lesesteinen.

Scheelit konnte in einem Fall in einem Quarzgeröll nachgewiesen werden, während normalerweise nur die Matrix der Konglomerate eine spurenhafte Scheelitführung aufweist.

Das Scheelitvorkommen wurde bei Prospektionsarbeiten durch AZEVEDO und BARROS gefunden und von FERREIRA PINTO & BARROS (1977) beschrieben. Diese Autoren sehen eine hydrothermale Wolframzufuhr im Gefolge der Granit-intrusion als erwiesen an. Die eigenen Untersuchungen sollten demgegenüber zumindest der Frage nachgehen, ob es sich bei der Scheelitmineralisation möglicherweise um eine fossile Seife handelt. Das Scheelitkorn im Quarzgeröll könnte als Hinweis auf scheelitführende Quarzgänge im Liefergebiet der Konglomerate aufgefaßt werden.

4.6.2 Petrographie

4.6.2.1 Konglomerate

Anhand ihrer Grundmasse lassen sich zwei Konglomerattypen unterscheiden. Im ersten Fall sind die Quarzgerölle in eine mittelkörnige, rötlich verwitternde, glimmerreiche Matrix eingebettet, im zweiten Typ herrscht eine feinkörnige, grünlich-graue Grundmasse mit bis zu 3 mm großen Magnetkies-Einsprenglingen vor.

U.d.M.: Quarz (xenomorph, kleinkörnig), Hellglimmer und Biotit sind die Hauptgemengteile der Grundmasse im ersten Typ. Hellglimmer und Biotit bilden z.T. große Tafeln, die sich lagenweise anreichern und eine Schieferung der Konglomerate andeuten. Der Großteil der Glimmerminerale liegt allerdings in Form kurzer Scheite regellos in der quarzitischen Matrix. Apatit (xenomorph, selten idiomorphe Körner) ist Nebengemengteil dieses Konglomerattyps, opake Erzminerale sind akzessorische Gemengteile.

Der zweite Konglomerattyp wird durch das Auftreten von Diopsid, Vesuvian, Hornblende, Klinozoisit, Plagioklas, Epidot und Titanit in einer quarzitischen Grundmasse gekennzeichnet. Diopsid, Vesuvian, Hornblende und Klinozoisit bilden xenomorphe, bis 1 mm große Körner mit vielfachen Einschlüssen von Quarz, Plagioklas, Titanit usw.. Diopsid zeigt z.T. eine

Verzwilligung durch Einlagerung dünner Lamellen. Hornblende ($Z \Delta c = 16^\circ$, was auf eine gemeine Hornblende schließen läßt) bildet oftmals rosettenförmige Aggregate.

Opake Erzminerale (Magnetkies, untergeordnet Ilmenit) sind ein Nebengemengteil der quarzitischen Grundmasse.

Akzessorien: Plagioklas (xenomorph, stets unverzwilligt, teilweise in Serizit umgewandelt), Epidot und Titanit.

Die Gerölle zeigen in beiden Konglomerattypen die gleiche Ausbildung. Sie bestehen fast ausschließlich aus groben, innig verzahnten Quarzkörnern (bis 1 mm Durchmesser) mit geringfügigen Beimengungen von Hellglimmer, Biotit und Hornblende. Das grobkörnige Quarz-Pflaster und die fast monomineralische Zusammensetzung der Quarzgerölle können möglicherweise ein Hinweis darauf sein, daß die Quarzgerölle den Abtragungsschutt von Quarzgängen beinhalten.

4.6.2.2 Metamorphose

Die Blastese von Diopsid-, Hornblende-, Klinozoisit- und Vesuvian-Poikiloblasten ist vermutlich auf die kontaktmetamorphe Überprägung der Konglomerate zurückzuführen. Da Plagioklas stets feinkörnig und überwiegend unverzwilligt vorliegt, war eine exakte lichtoptische Bestimmung des Anorthit-Gehalts nicht durchführbar.

FERREIRA PINTO & BARROS (1977) bestimmten den Plagioklas als Andesin bis Labradorit.

Nach WINKLER (1979) können die höheren An-Gehalte im Plagioklas Andesin/Labradorit) als Hinweis auf eine mittelgradige Kontaktmetamorphose gewertet werden.

Für die Konglomerate ist aus regionalgeologischen Gründen eine ältere, regionalmetamorphe Prägung zu postulieren. Relikte dieser Regionalmetamorphose konnten allerdings nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden.

4.6.3 Die Scheelitmineralisation

Scheelit findet sich bevorzugt in Form regellos verteilter Einzelkörner ausschließlich in der Matrix der Konglomerate des zweiten Typs (kalksilikatische Grundmasse). Die mikroskopischen Untersuchungen zeigen Scheelit als spätgesproßte Mineralphase. Außer Magnetkies (xenomorph, bis zu 3 mm),

der als typisches begleitendes Erzmineral des Scheelits angesehen werden kann, konnte nur noch Ilmenit in Spuren nachgewiesen werden. Das Scheelitkorn in einem Quarzgeröll bestätigte sich nicht als primärer Bestandteil dieses Gerölls. Das Scheelitkorn liegt in einem feinen Riß innerhalb des Quarzgerölls.

Durch die Untersuchungen ergaben sich keine Hinweise für die eingangs erwähnte Hypothese einer fossilen Erzmineralseife. Die Art der Vererzung (wolkig-diffuse Verteilung des Scheelits zusammen mit Magnetkies) und die deutlich erkennbare kontaktmetamorphe Überprägung der Konglomerate unterstützt die von FERREIRA PINTO & BARROS (1977) geäußerte Überzeugung einer Wolframzufuhr im Gefolge der Granitintrusion. Die Wolframzufuhr erfolgte vermutlich durch saure Restlösungen des Granits, die Abscheidung als Scheelit durch Neutralisation dieser Lösungen bei der Reaktion mit den Konglomeraten des zweiten Typs, die aufgrund ihres Chemismus (Ca-Angebot) für die Ausfällung des Wolframs und die Kristallisation des Scheelits geeignet waren.

4.7 Das Scheelitvorkommen von Aldeia de Sta. Margarida

4.7.1 Einführung

Das Scheelitvorkommen (Abb. 3, Nr. 7) tritt 2 km nordwestlich des Dorfes Aldeia de Sta. Margarida auf. Aldeia de Sta. Margarida liegt in Zentralportugal, an der Verbindungsstraße N 233 (Castelo Branco nach Penamacor), etwa 33 km nordöstlich von Castelo Branco.

Die eigene Kartierung des Untersuchungsgebietes erfolgte unter Verwendung der geologischen Karte von FERREIRA PINTO & BARROS (1978). Kalksilikatgesteine (Plagioklas-Granat-Diopsid-Felse) sind die Trägergesteine der Scheelitmineralisation. Sie treten ausschließlich im Nordwestteil des Arbeitsgebietes zusammen mit einer nur wenige Meter mächtigen Amphibolitlage auf (1 in Abb. 20). Etwa 30 m südwestlich dieser Kalksilikatgesteine ist das Auskeilen eines weiteren Amphibolitzugs zu beobachten, der sich über eine streichende Erstreckung von fast 4 km verfolgen läßt. Weitere Amphibolitlagen sind parallel zu diesem Amphibolitzug aufgeschlossen. Die auffälligsten Gesteine des Arbeitsgebietes sind feingebänderte Quarz-Turmalin-Schiefer (Abb. 21), die gemeinsam mit den Kalksilikatgesteinen auftreten.

Amphibolite, Kalksilikatgesteine und Quarz-Turmalin-Schiefer sind Einschaltungen in Glimmerschiefern. Subparallel zur Nordwest-Südost-Streichrichtung dieser Gesteine erfolgte die Intrusion eines mittel- bis grobkörnigen Zweiglimmer-Granits. Sein Kontaktbereich ist auf beiden Seiten der Ribeira de Ceife durch Quarz-Gänge mit einer geringen Wolframitführung gekennzeichnet. Diese Quarz-Gänge reichen hier nur selten in die umgebenden Glimmerschiefer hinein. Der spurenhafte Wolframitmineralisation galten die Schürfarbeiten in einem 400 x 100 m großen Areal beiderseits der Ribeira de Ceife.

4.7.1.1 Problemstellung

FERREIRA PINTO & BARROS (1978) sehen in den Amphiboliten und scheelitführenden Kalksilikatfelsen die Produkte einer Kontaktmetamorphose bzw. Kontaktmetasomatose Ca- und Mg-reicher Sedimente. Hydrothermale Restlösungen im Gefolge der Granitintrusion zeichnen nach ihrer Meinung für

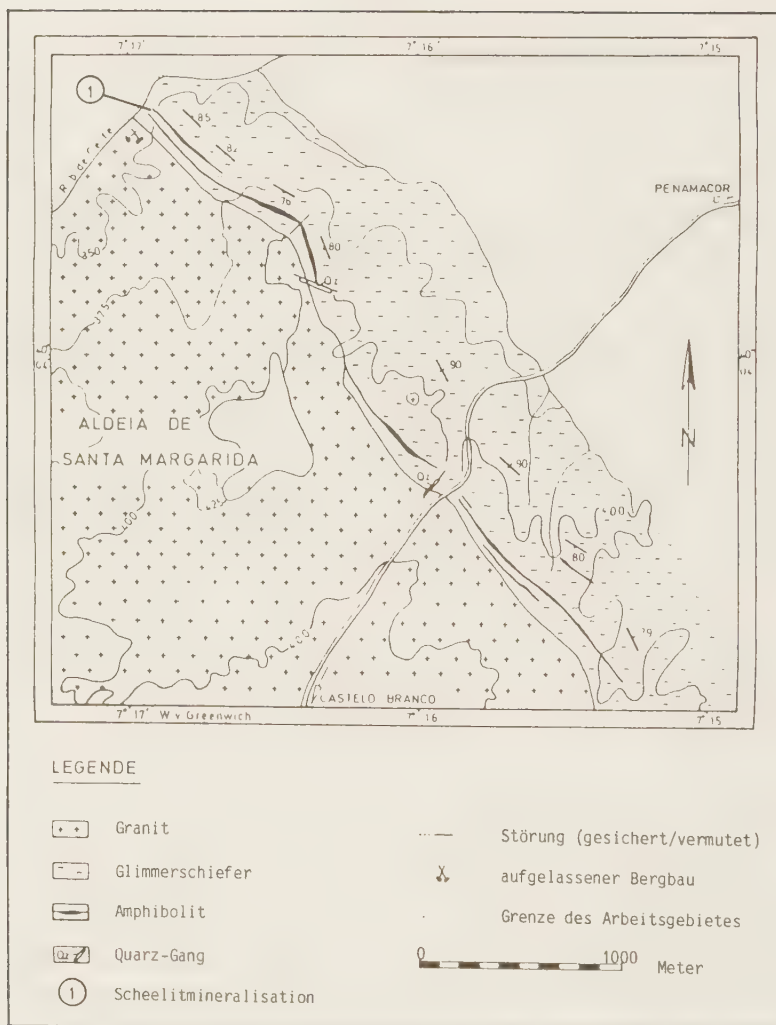


Abb. 20: Geologische Karte der Region Aldeia de Sta. Margarida, basierend auf der Bearbeitung von FERREIRA-PINTO & BARROS (1978) und eigenen Arbeiten

die Scheelitmineralisation und die Turmalinführung der Quarz-Turmalin-Schiefer verantwortlich.

Die Wolframitführung in den Quarz-Gängen wird von diesen Autoren nicht erwähnt.

Die eigenen Untersuchungen sollen folgende Hypothesen überprüfen:

1. Sind die Amphibolite orthogener Natur und können sie daher als ehemalige basische Vulkanite aufgefaßt werden?
2. Stehen die Quarz-Turmalin-Schiefer in genetischem Zusammenhang mit diesem Vulkanismus? Ist ihre Bildung auf eine submarine Hydrothermentätigkeit mit Zufuhr von Si und B zurückzuführen?
3. Ist die Scheelitmineralisation auf eine submarin-hydrothermale Wolframzufuhr im Gefolge des basischen Vulkanismus zu beziehen oder gehört dieses Scheelitvorkommen zur Gruppe der kontaktmetasomatischen Scheelitvererzungen mit dem Granit als Erzbringer?
4. Ist die Wolframitführung der Quarz-Gänge möglicherweise durch die Regeneration einer älteren, submarin-hydrothermal gebildeten Scheelitvererzung zu erklären?

4.7.2 Petrographie

4.7.2.1 Glimmerschiefer

Die Glimmerschiefer stellen die typischen Gesteine der "Beiras-Formation" in Zentralportugal und in Westspanien (Südteil der Provinz Salamanca, Provinz Cáceres und Badajoz).

U.d.M.: Quarz und Hellglimmer sind die Hauptgemengteile, die das lepidoblastische Gefüge der Glimmerschiefer aufbauen. Hellglimmer- und die seltenen Biotit-Blättchen durchziehen das Gestein in schieferungsparallelen Lagen. Sie stellen die 1. Glimmer-Generation dar, die als regionalmetamorphe Bildung angesehen wird.

Innerhalb der bis zu 150 Meter breiten Kontaktaureole wurden die Glimmerschiefer zu Fleckschiefern thermometamorphosiert. U.d.M.: Grobe, quer zur Schieferung gesproßte Biotit- und Hellglimmer-Porphyroblasten sind kontaktmetamorphe Bildungen, die als Poikiloblasten über das feinkörnige Grundgewebe hinwegspossen. Sie bilden die zweite Glimmer-Generation.

Beide Biotit-Generationen werden retrograd in Chlorit umgewandelt. Diese Diaphthorese, die bis zur vollständigen Verdrängung von Biotit durch Chlorit führen kann, ist folglich postintrusiv.

Akzessorien: Zirkon, Apatit, Titanit, Rutil, Turmalin, opake Erzminerale

4.7.2.2 Amphibolit

Die dunkelgrünen, verwitterungsresistenten Gesteine bilden mehrere Lagen in den Glimmerschiefern. Zwei Amphibolittypen lassen sich anhand ihres Gefüges unterscheiden:

Feinkörnige Amphibolite (1. Typ) zeichnen sich durch einen ausgeprägten Lagenbau und eine straffe Schieferung aus, während massige Amphibolite (2. Typ) ein richtungslos-grobkörniges Gefüge aufweisen. Beide Gesteinstypen sind durch fließende Übergänge miteinander verbunden.

Im ersten Amphibolittyp ist der Lagenbau im Millimeterbereich durch den Wechsel von plagioklas- und hornblendebetonten Lagen gut faßbar. Dieser Gesteinstyp findet sich überwiegend in Bereichen, in denen kaum Auswirkungen einer Kontaktmetamorphose erkennbar sind.

Modalbestand: Amphibolit (1. Typ)					
Nr.	Hbl	Plag	Ti	Erz	Akz
SM 21	59.3	34.0	5.0	.6	1.1

U.d.M.: Stengeling-faserige Hornblende-Körner ($Z\Lambda c = 12-15^\circ$, Aktinolith, und $Z\Lambda c = 18-25^\circ$, gem. Hornblende) sind schieferungsparallel eingeregelt oder bilden dichtverfilzte, radialstrahlige Aggregate. Hornblende wird z.T. in Chlorit umgewandelt. Syn- bis postdeformative, oftmals quer zur Schieferung gesproßte Hornblende-Körner zeigen meist idiomorphe Umrisse. Plagioklas (kleinkörnig, selten bis 0.1 mm; meist unverzwilligt, in Ausnahmefällen mit wenigen Albit-Lamellen) ist das zweite Hauptmineral der Amphibolite. Er bildet linsig-lagige Anreicherungen. FERREIRA PINTO & BARROS (1978) bestimmten Anorthit-Gehalte zwischen Andesin (An_{42}) und Labradorit (An_{69}). Die Amphibolite werden schieferungsparallel von Ilmenit-Blättchen (mit Titanit-Saum oder vollständig in Titanit umgewandelt) durchgezogen.

Der zweite Amphibolittyp ist massig und läßt kaum eine Schieferung erkennen. Er bildet die mächtigeren Abschnitte der jeweiligen Amphibolit-lagen.

Modalbestand: Amphibolit (2. Typ)						
Nr.	Hbl	Plag	Bi	Qz	Erz	Akz
SM 56	60.5	34.5			4.1	.9
SM 8	59.6	26.0	.8	8.2	4.6	.8

U.d.M.: Bis zu 5 Millimeter große, gedrungene Hornblende-Säulen (Z Λ c = 18 - 25°, gem. Hornblende) und nadelig-stengelige Körner (Z Λ c = 10 - 14°, Aktinolith) sowie Plagioklas (Oligoklas/Andesin; meist unverzwillingt, gelegentlich mit wenigen Lamellen nach dem Albit-Gesetz, z.T. starke Zersetzung in Serizit) bauen das richtungslos-körnige Gefüge der Amphibolite auf. Hornblende umschließt oftmals Ilmenit, Plagioklas weist vielfache Einschlüsse von aktinolitischer Hornblende auf. Die Sprossung der großen Hornblende- und Plagioklas-Körner wird auf die kontaktmetamorphe Überprägung der Amphibolite dieses Typs zurückgeführt.

4.7.2.3 Kalksilikatfels

Die Kalksilikatfelse treten nur im Nordwesten des Arbeitsgebietes in dünnen Lagen und linsenförmig zusammen mit den Amphiboliten des nordöstlich gelegenen Amphibolituzuges auf. Anhand von Lesesteinen läßt sich ihre Erstreckung auf maximal 100 Meter schätzen.

Die Kalksilikatfelse sind überwiegend feinkörnige, homogene, grünliche Gesteine, die aufgrund von Einlagerungen feiner Amphibolitlagen eine Bänderung erkennen lassen. Einige Abschnitte der Kalksilikatfelse sind allerdings auch grobkörnig ausgebildet.

Folgende Mineralphasen wurden bestimmt:

Diopsid, Plagioklas, Granat, Klinozoisit, Vesuvian, Quarz, Calcit, Titanit, Hellglimmer, Epidot, Chlorit, Scheelit, opake Erzminerale

Modalbestand:											
Nr.	Di	Plag	Klz	Gra	Ves	Qz	Cc	Ti	Sche	Erz	Akz
SM S	37.0	38.4	3.0	16.3	1.0	.5	.3	1.0	.8	.8	.9
SM 4	41.0	30.0	3.2	18.0		4.3	.5	1.3		1.0	.7

U.d.M.: Diopsid und Plagioklas sind die dominierenden Mineralkomponenten. Ein feinkörniges, dichtes Kornaggregat aus xenomorphem Diopsid und Plagioklas I (meist unverzwillingt, xenomorph) bildet die granoblastische Matrix

der Kalksilikatfelse. Der jüngere Plagioklas II (Oligoklas/Andesin, bis 35 % An; An₅₄ nach FERREIRA PINTO & BARROS, 1978) liegt in Form grober, z.T. inverszonarer Körner vor. Er umhüllt dabei fast vollständig serizitisierten Plagioklas. Der jüngere Plagioklas weist oftmals eine Verzwilligung nach dem Albit- und Periklin-Gesetz auf. Granat (Grandit nach FERREIRA PINTO & BARROS, 1978) und Vesuvian reichern sich lagenweise an, Vesuvian ist teils mit idiomorphem Granat verwachsen.

Granat und Vesuvian sind teils als hypidiomorphe bis idiomorphe Poikiloblasten ausgebildet. Sie umschließen Diopsid und Plagioklas, was auf eine postdeformative Sprossung im Zuge der kontaktmetamorphen Überprägung schließen läßt. Entlang von Rissen zerfällt Granat in ein dichtes Gemenge aus Calcit, Chlorit und Klinozoisit.

Scheelit bildet Porphyroblasten (selten mit hypidiomorphen Umrissen) in den granat- und vesuvianbetonten Abschnitten, im Diopsid-Albit-Grundgewebe ist er dagegen feinkörnig und xenomorph entwickelt.

Das dichte, feinkörnige Diopsid-Plagioklas-Pflaster ist vermutlich als ursprüngliches, regionalmetamorphes Gefüge anzusehen. Die spätere Kontaktmetamorphose bewirkte eine Sprossung von Vesuvian, Granat und Plagioklas II sowie eine Remobilisation des Scheelits.

4.7.2.4 Quarz-Turmalin-Schiefer

Die Quarz-Turmalin-Schiefer treten gemeinsam mit den Kalksilikatfelsen auf. Die ungünstigen Aufschlußverhältnisse verhinderten eine exakte Beurteilung der räumlichen Beziehung zwischen Kalksilikatfels und Quarz-Turmalin-Schiefer.

Die Beschreibung der nur geringmächtigen Quarz-Turmalin-Schiefer und ihres Auftretens beruht ausschließlich auf Lesesteinen. Die feingebänderten Gesteine zeichnen sich durch eine Wechsellagerung schwarzbrauner, bis zu 5 mm dicker Turmalinlagen und heller Quarzlagen aus. In einigen Handstücken zeigt sich ein Übergang des gebänderten Typs zu einem massigen Turmalinfels (Abb. 21).

Modalbestand:					
Nr.	Tu	Qz	Apa	Erz	Akz
SM 1	51.0	46.9	.7	1.1	.3

U.d.M erkennt man eine weitgehend monomineralische Zusammensetzung der jeweiligen Quarz- und Turmalin-Feinlagen. Limonit bzw. opake Erzminerale

(Hämatit) können vereinzelt als Nebengemengteile auftreten. Ein dichtes Gemenge von Turmalin-Stengeln (Dravit) baut die einzelnen Turmalin-Lagen auf. Querbrüche in längeren Säulen sind meist mit Fe-Hydroxid verheilt. Die Quarz-Lagen lassen ein feinkörniges, innig verzahntes Pflastergefüge erkennen.

Quarz umschließt Turmalin in den Quarz-Lagen, Turmalin Quarz in den Turmalin-Lagen. Hieraus kann auf die annähernd gleichzeitige Bildung beider Mineralphasen geschlossen werden. Die von FERREIRA PINTO & BARROS (1978)

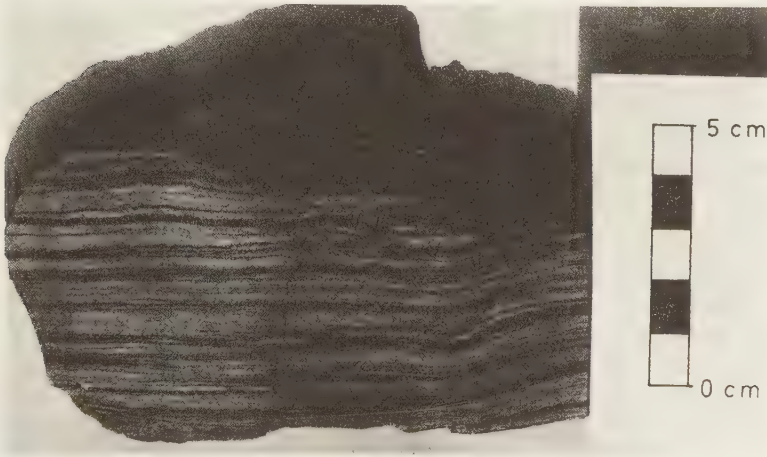


Abb. 21: Quarz-Turmalin-Schiefer; Wechsellagerung dunkler Turmalinlagen mit hellen Quarzlagen. Nach oben Übergang zu massigem Turmalinfels.

postulierte kontaktmetasomatische Bildung dieser Gesteine kann nicht bestätigt werden. Die Verwachsungen der einzelnen Mineralphasen und die feingebänderte Struktur der Gesteine sprechen vielmehr für eine synsedimentär-diagenetische Entstehung der Quarz-Turmalin-Schiefer.

4.7.2.5 Granit

Der grobkörnige Zweiglimmer-Granit intrudierte subparallel zum Südost-Nordwest-Streichen der Serien des Schiefer-Grauwacken-Komplexes. Anzeichen einer Deformation waren im Granit bzw. an seinem Kontakt zu den Meta-

sedimenten nicht zu erkennen, so daß der Granit der Gruppe der spät- bis postkinematischen Intrusiva im Sinne von ING SOEN (1970) zuzuordnen sein dürfte.

U.d.M.: Quarz, Olioklas (xenomorph, meist mit polysynthetischer Verzwillingung nach dem Albit-Gesetz, untergeordnet mit Verzwillingungen nach dem Periklin- und Karlsbader-Gesetz) und Mikroklin (mit charakteristischer Gitterung sowie perthitischen Verwachsungen (Aderperthit) stellen die Hauptgemengteile, Biotit (tafelig) und Hellglimmer (tafelig) die Nebengemengteile des Granits.

Akzessorien: Zirkon, Apatit, Titanit, opake Erzminerale

4.7.2.6 Metamorphose

Die Gesteine des Untersuchungsgebietes wurden durch eine Regionalmetamorphose geprägt und bei der späteren Granitintrusion kontaktmetamorph überprägt.

In den Bereichen ohne kontaktmetamorphe Überprägung findet sich in den Glimmerschiefern die Paragenese Quarz + Hellglimmer + Biotit + Chlorit. Diese Paragenese spricht für eine niedriggradige Regionalmetamorphose ("low grade of metamorphism" im Sinne von WINKLER, 1979).

In Kapitel 4.7.2.3 wurde die feinkörnige Diopsid-Plagioklas-Matrix der Kalksilikatfelse beschrieben und als regionalmetamorpher Mineralbestand gedeutet. Dies ließe auf eine "mittelgradige" Regionalmetamorphose ("medium grade of metamorphism" im Sinne von WINKLER, 1979) schließen. Die Untersuchungsergebnisse erlauben keine eindeutige Festlegung des Metamorphosegrads der Regionalmetamorphose.

Kontaktmetamorphose:

Die Serien des Schiefer-Grauwacken-Komplexes wurden durch die Intrusion eines Granits in einer Entfernung bis zu 150 Meter vom Kontakt thermometamorphosiert.

Diese kontaktmetamorphen Einflüsse veränderten die Glimmerschiefer zu Fleckschiefern. U.d.M. zeigt sich eine Sprossung von großen Biotit- und Hellglimmer-Porphyroblasten. Die Mineralassoziation der Glimmerschiefer in einer horizontalen Entfernung vom Kontakt von etwa 100 Metern [Quarz + Hellglimmer + Biotit (jeweils zwei Glimmer-Generationen)] erlaubt die Zuordnung zu einer niedriggradigen Kontaktmetamorphose, die die Stabilität

von Biotit erreicht (Albit-Epidot-Hornfelsfazies nach Turner, 1968, "low grade of metamorphism" im Sinne von WINKLER, 1979).

Die Sprossung von gem. Hornblende und Plagioklas (Oligoklas/Andesin; $An_{40} - An_{69}$ nach FERREIRA PINTO & BARROS, 1978) in den Amphiboliten (2. Typ) und von Grandit, Vesuvian und Plagioklas (Oligoklas/Andesin; An_{54} nach FERREIRA PINTO & BARROS, 1978) in den Kalksilikatgesteinen ist auf die kontaktmetamorphe Überprägung zu beziehen. Diese Mineralparagenesen sind in kontaktnahen Bereichen entwickelt (Entfernung zum Kontakt < 50 Meter). Sie belegen eine progressiv metamorphe Mineralfolge gegen den Pluton, wobei in den kontaktnahen Bereichen Bedingungen einer "mittelgradigen" Kontaktmetamorphose erreicht werden (gem. Hornblende neben Oligoklas/Andesin bzw. Labradorit nach FERREIRA PINTO & BARROS, 1978; "medium grade of metamorphism" nach WINKLER, 1979; Hornblende-Hornfelsfazies nach TURNER, 1968).

Postintrusive, diaphthoretische Mineralneubildungen zeigen sich im pseudomorphen Ersatz von Biotit und Hornblende durch Chlorit sowie im Zerfall von Granat in ein dichtes Gemenge aus Calcit, Chlorit und Klinozoisit.

4.7.3 Geochemie

4.7.3.1 Einführung

Tabelle 6 gibt die Elementgehalte der Amphibolite von Aldeia de Sta. Margarida an. Die geochemischen Untersuchungen überprüfen zunächst, ob die Amphibolite magmatogener Abkunft sind.

4.7.3.2 Ortho- oder Para-Charakter der Amphibolite

Gabbroide und basaltische Gesteine auf der einen und kalk-, dolomit- oder eisenhaltige Tonsedimente auf der anderen Seite kommen als Ausgangsgesteine der Amphibolite in Frage. Der Vergleich der durchschnittlichen Hapt- und Nebenelementgehalte der vorliegenden Amphibolite mit Tonmergeln (CORRENS, 1968) (Tab. 7) spricht gegen die Abkunft von Tonmergeln. Die von LANGE (1965) und JANDA et al. (1965) genannten Mindestgehalte für Ortho-Amphibolite (Tab. 8) werden nicht in jeder Probe erreicht, doch liegen die Elementkonzentrationen der Amphibolite von Aldeia de Sta. Margarida noch deutlich über den von SNELLING (1958) für Para-Amphibolite angegebenen Werten. LAPADU-HAGUES (1959) schlägt Ti als Indikator-Element vor. TiO_2 -Werte

	$\bar{x}$	s	min	max
Haupt- und Nebenelemente in Gew.-% (n = 26)				
SiO ₂	48.30	1.8	44.78	51.09
Al ₂ O ₃	16.03	1.2	14.18	18.15
Fe ₂ O ₃ *	9.61	1.1	6.96	11.35
MgO	9.18	.8	7.93	11.02
CaO	10.67	1.1	8.12	12.32
Na ₂ O	3.12	.4	2.38	4.05
K ₂ O	.14	.0	.05	.27
TiO ₂	1.24	.2	1.02	1.55
P ₂ O ₅	.11	1.1	.01	.73
MnO	.17	.1	.05	.27
G.V.	.92	.6	.31	2.44
Summe	99.49			
Spurenelemente in ppm (EDRFA, n = 26)				
V	121	30.7	59	180
Cr	280	68.6	158	400
Co	29	6.9	15	42
Ni	72	46.3	19	191
Cu	51	18.6	16	88
Zn	72	20.5	40	109
Ga	14	3.1	8	21
Rb	6	4.8	Sp	20
Sr	145	47.9	90	294
Y	23	4.0	16	32
Zr	74	13.0	56	114
Pb	11	22.0	Sp	115
Spurenelemente in ppm (NAA, n = 51)				
Sc	51	6.9	44	62
As	244	395.1	4	931
Sb	Sp			
Cs	3	1.5	Sp	4
Ba	155	75.2	88	275
Hf	2.4	.5	2	3
Ta	.8	.3	.4	1.0
W	2	.8	1	3
Au (ppb)	3	3.0	Sp	8
Th	Sp			
U	Sp			
La	3	1.5	Sp	5
Ce	4	1.7	2	6
Nd	5	6.4	Sp	16
Sm	2.7	.5	2.2	3.5
Eu	1.8	.3	1.2	2.0
Tb	.4	.3	.1	.9
Yb	2.2	.4	1.7	2.8
Lu	.3	.0	.3	.3
Fe ₂ O ₃ * : Gesamteisen als Fe ₂ O ₃				

Tab. 6: Durchschnittliche Elementgehalte der Amphibolite von Aldeia de Sta. Margarida; $\bar{x}$ = Mittelwert; s = Standardabweichung; min = Minimalwert; max = Maximalwert

	1	2
SiO ₂	37.64	48.30
Al ₂ O ₃	15.10	16.03
Fe ₂ O ₃ *	4.36	9.61
MgO	3.13	9.18
CaO	14.34	10.67
Na ₂ O	.40	3.12
K ₂ O	3.16	.14
TiO ₂	.09	1.24
P ₂ O ₅	.04	.11
MnO	.04	.17

Tab. 7: Vergleich der Haupt- und Nebenelementgehalte der Amphibolite von Aldeia de Sta. Margarida (2) mit Gehalten für Tonmergel (1) nach CORRENS (1968).

	1	2	3
Co	40	29	10
V	200	121	
Sc	20	51	
Cr	140	280	20
Ni	70	72	5

Tab. 8: Mindestgehalte einiger Elemente für Ortho-Amphibolite nach LANGE et al. (1965) (1) im Vergleich zu den Spurenelementkonzentrationen der Amphibolite von Aldeia de Sta. Margarida (2) und den von SNELLING (1958) genannten Werten für Para-Amphibolite (3).

von mehr als 0,8 Gew. % sind danach ein charakteristisches Merkmal basischer Ortho-Gesteine. Die TiO_2 -Durchschnittsgehalte der untersuchten Amphibolite (1,24 %) übersteigen diesen Wert signifikant. Die von LANGE (1965) und SIDORENKO et al. (1972) für Ortho-Amphibolite u.a. genannten Bedingungen einer positiven Cr/Ni-, Sc/Fe ($r = .74$) und Mn/Fe-Korrelation sowie einer negativen Ti/Cr- und Ti/Ni-Korrelation werden von den Amphiboliten ebenfalls erfüllt (Abb. 57, Anhang).

Diese Unterscheidungskriterien sprechen für die magmatogene Abkunft der Amphibolite von Aldeia de Sta. Margarida, obwohl bei einigen Proben eine kontaktmetamorphe Überprägung angenommen werden muß. Die nachstehenden Untersuchungen gelten der geochemischen Klassifizierung und der geotektonischen Position der basischen Vulkanite.

4.7.3.3 Klassifizierung der Metavulkanite

Unter der Voraussetzung, daß es bei der Regional- bzw. Kontaktmetamorphose zu keinen erheblichen Stoffwanderungen kam, ergibt sich folgendes Bild: Das Variationsdiagramm $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ von MAC DONALD & KATSURA (1964) trennt die alkalischen von den subalkalischen, tholeiitischen bzw. kalkalkalischen Basalten. Eine Zuordnung der Amphibolite von Aldeia de Sta. Margarida ist in diesem Diagramm nicht durchführbar. Die Proben zeigen eine gleichmäßige Verteilung im Alkalibasalt- und Tholeiitfeld.

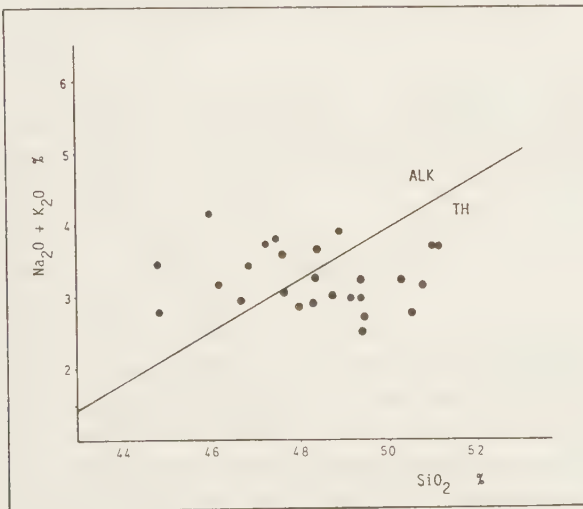


Abb. 22: $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ -Variationsdiagramm von MAC DONALD & KATSURA (1964). ALK = Feld der Alkalibasalte, TH = Feld der tholeiitischen Basalte. Eine Klassifizierung der Basalte ist in diesem Diagramm unmöglich, da die Proben gleichmäßig in beide Felder fallen.

Das Variationsdiagramm P_2O_5 -Zr von WINCHESTER & FLOYD (1976) (Abb. 23) belegt dagegen den tholeiitischen Chemismus der Amphibolite. Dieser Trend wird durch die SE-Elementkonzentrationen bestätigt. Der 'JENSEN cation plot' (JENSEN, 1976) ermöglicht die genauere Klassifizierung der subalkalischen Basalte. Die Amphibolite von Aldeia de Sta. Margarida fallen mit einer Ausnahme in das Tholeiitfeld, so daß ein kalkalkalischer Chemismus ausgeschlossen werden kann (Abb. 24).

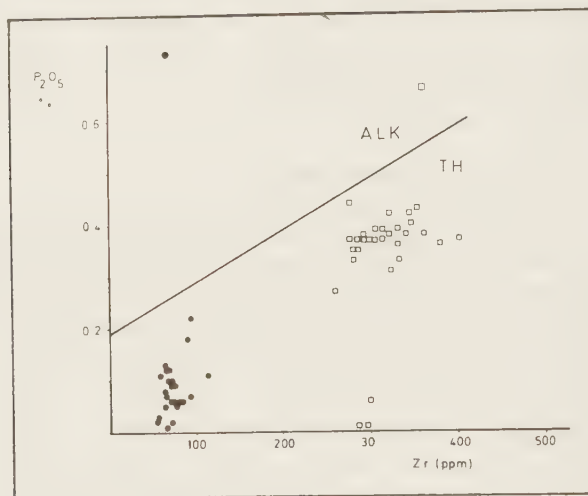


Abb. 23: P_2O_5 -Zr-Variationsdiagramm nach WINCHESTER & FLOYD (1976). (●) Amphibolite Aldeia de Sta. Margarida; (□) Lamprophyren Perales del Puerto. ALK = Alkali Basalte, TH = Tholeiit-Basalte. Die Amphibolite von Aldeia de Sta. Margarida belegen mit einer Ausnahme das Feld der tholeiitischen Basalte.

4.7.3.4 Die geotektonische Position der basischen Vulkanite

Die Bestimmung der geotektonischen Position soll Rückschlüsse auf die ehemalige geologische Umgebung erbringen. Die Analysedaten wurden zunächst im Ti-Cr- und im Ti-Zr-Diagramm von GARCIA (1978) dargestellt. Diese von GARCIA (1978) überarbeiteten Diagramme von PEARCE (1975) und PEARCE & CANN (1973) ermöglichen eine Unterscheidung von Ozeanboden- bzw. Inselbogenbasalten. Im Gegensatz zum Ti-Zr-Diagramm (Abb. 26), in dem keine eindeutige Zuordnung der Probenpunkte zu einem Basalttyp möglich ist (die relativ geringen Ti-Gehalte verhindern eine klare Unterscheidung),

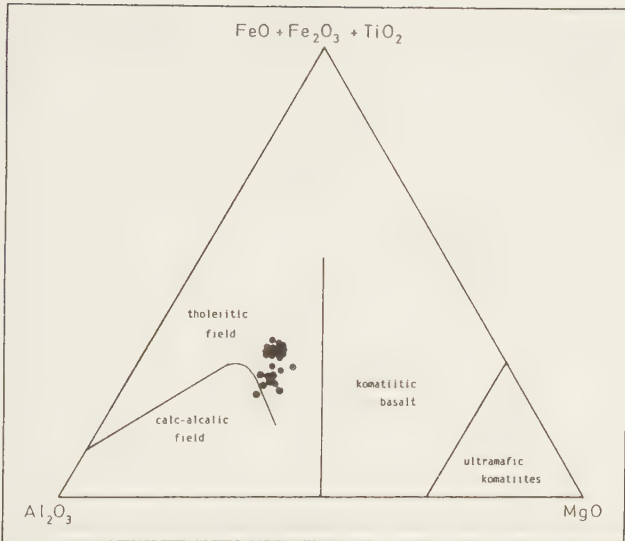


Abb. 24: 'JENSEN cation Plot' nach JENSEN (1976)
Die Amphibolite von Aldeia de Sta. Margarida fallen überwiegend in das Feld der tholeiitischen Basalte.

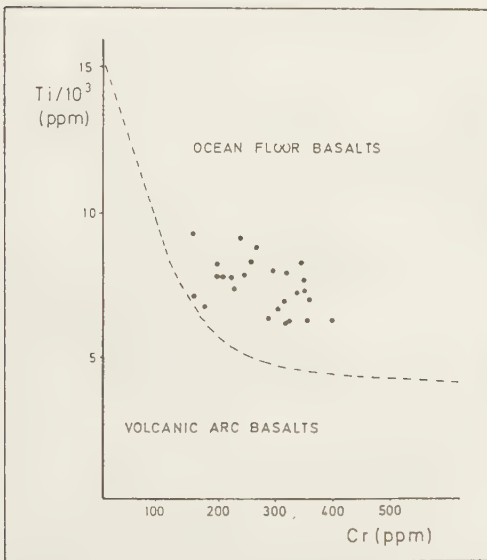


Abb. 25: Ti-Cr-Diagramm nach GARCIA (1978).
Die Amphibolite von Aldeia de Sta. Margarida nehmen ausschließlich das Feld der Ozeanbodenbasalte ein.

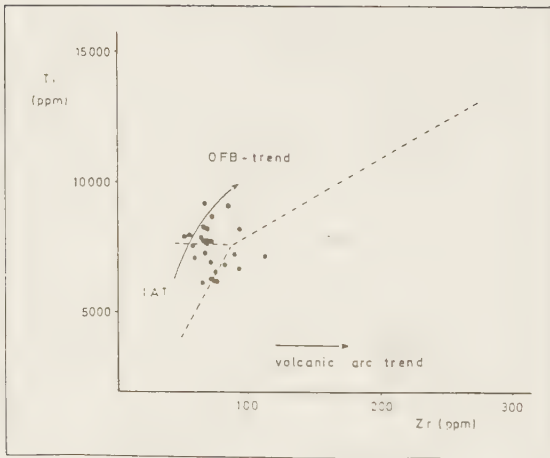


Abb. 26: Ti-Zr-Diagramm nach GARCIA (1978). OFB = ocean floor basalts; IAT = island arc tholeiites; CAB = calc alkali basalts. Eine Zuordnung der Amphibolite von Aldeia de Sta. Margarida zu einem Basalttyp ist nicht möglich.

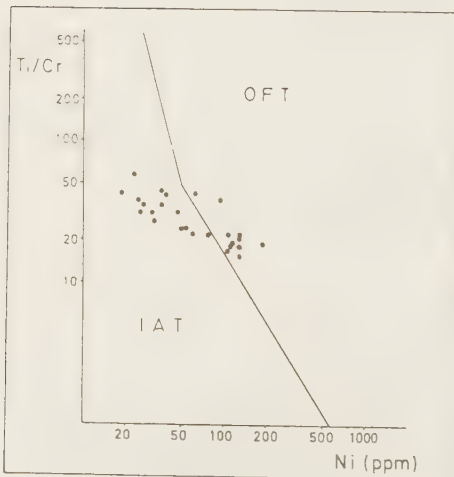


Abb. 27: Ti/Cr-Ni-Variationsdiagramm nach BECCALUVA et al. (1977). OFT = ocean floor tholeiites; IAT = island arc tholeiites. Eine eindeutige Diskriminierung der geotektonischen Position ist nicht möglich.

belegen die Proben im Ti-Cr-Diagramm (Abb. 25) ausnahmslos das Feld der Ozeanbodenbasalte. Im Ti/Cr-Ni-Variationsdiagramm von BECCALUVA et al. (1977) (Abb. 27) fällt dagegen die Mehrzahl der Proben in das Inselbogen-

basalt-Feld. Eine ähnliche Aussage folgt aus der Lageverteilung der Analysendaten im $\text{MnO} \times 10 - \text{P}_2\text{O}_5 \times 10 - \text{TiO}_2$ -Dreieck nach MULLEN (1983) (Abb. 28). Den annähernd konstanten TiO_2 -Werten stehen starke Schwankungen bei den MnO - bzw. P_2O_5 -Werten gegenüber, so daß die Proben sowohl das IAT-Feld als auch das MORB-Feld belegen. Jeweils eine Probe findet sich im CAB- und im OIA-Feld.

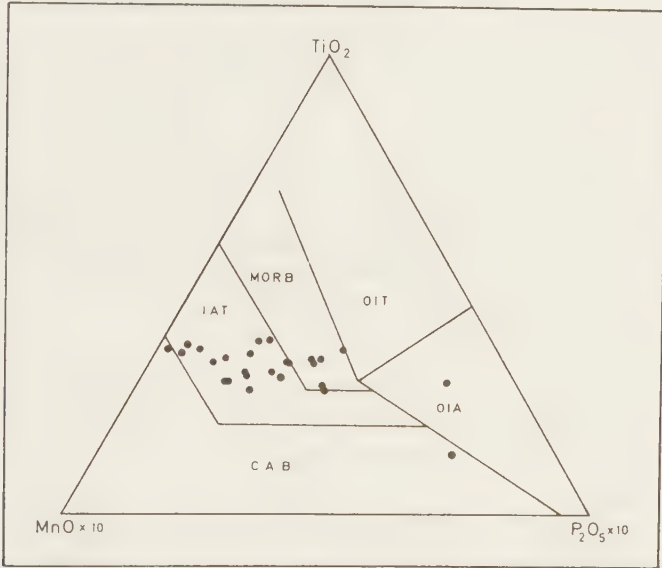


Abb. 28: $\text{MnO} \times 10 - \text{P}_2\text{O}_5 \times 10 - \text{TiO}_2$ -Dreieck nach MULLEN (1983). CAB = calc alkali basalts, IAT = islands arc tholeiites, MORB = mid ocean ridge basalts, OIT = ocean island tholeiites, OIA = ocean island alkali basalts. Der überwiegende Teil der Proben findet sich im Feld der Inselbogenbasalte.

Abbildung 29 stellt das SEE-Verteilungsmuster der Amphibolite und der Kalksilikatfelse dar.

Aufgrund der stark schwankenden Gehalte einiger SEE (La, Ce, Nd, Tb) in den Amphibolitproben (Abb. 30), ist eine Zuordnung der Amphibolite zu einer bestimmten geotektonischen Position anhand ihrer SEE-Verteilung nicht möglich. Ein Grund für die Schwankungen ist u.U. in der regional- bzw. kontaktmetamorphen Überprägung der Amphibolite zu sehen. Die Quarz-Turmalin-Schiefer sprechen zudem für eine hydrothermale Überprägung. Diese hydrothermale Überprägung bewirkte vermutlich Stoffwanderungen, die sich in schwankenden Elementgehalten (z.B. As, SEE) dokumentieren. Eine hohe Mobilität der SEE durch die Auswirkungen eines submarinen Hydrothermalsystems wird von BAKER & de GROOT (1983) beschrieben.

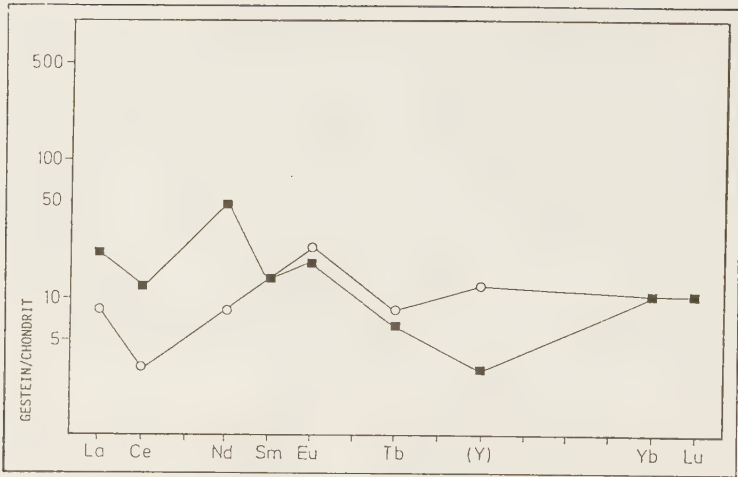


Abb. 29: SEE-Verteilungsmuster der Amphibolite von Aldeia de Sta. Margarida (O, n = 5) und der Kalksilikatfelse von Aldeia de Sta. Margarida (■, n = 2).

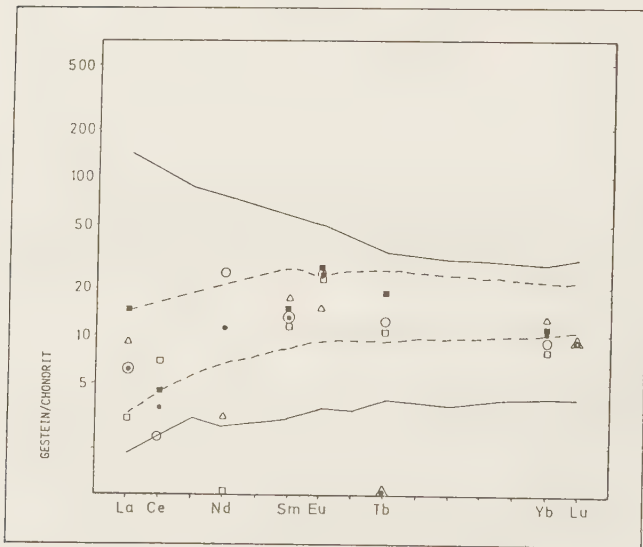


Abb. 30: SEE-Verteilung der Amphibolite von Aldeia de Sta. Margarida. Durchgezogene Linie: Feld der Inselbogentholeiite; gestrichelte Linie: Feld der 'N-type' MORB. Feldabgrenzungen nach SAUNDERS (1984). Symbole entsprechen jeweils einer einzelnen Amphibolitprobe der Amphibolite von Aldeia de Sta. Margarida.

4.7.3.5 Das SEE-Verteilungsmuster der turmalinführenden Gesteine

In Kapitel 4.7.2.4 wurde das Auftreten von Quarz-Turmalin-Schiefern beschrieben. FERREIRA PINTO & BARROS (1978) erwähnen "eine gewisse Turmalinführung in Schiefern" und führen diese auf eine Borzufuhr im Gefolge der Granitintrusion zurück.

Im Rahmen der vorliegenden Dissertation wurde eine Quarz-Turmalin-Schiefer-Probe des Scheelitvorkommens Aldeia de Sta. Margarida und eine Turmalinfels-Probe des Scheelitvorkommens Perales del Puerto (Kap. 4.9) neutronenaktivierungsanalytisch untersucht. Anhand dieser Messungen sollte versucht werden, Hinweise auf die Genese dieser Gesteine zu finden. Beide Gesteine stimmen im Mineralbestand (Turmalin + Quarz als Hauptmineralkomponenten) weitgehend überein, unterscheiden sich aber im Gefüge. Im Gegensatz zu dem feingebänderten Quarz-Turmalin-Schiefer von Aldeia de Sta. Margarida (Kap. 4.7.2.4) ist der Turmalinfels von Perales del Puerto grobkörnig und massig ausgebildet.

Abb. 31 stellt das SEE-Verteilungsmuster der beiden Gesteine dar. Aufgrund der begrenzten Meßkapazitäten steht jeweils nur eine Analyse pro Gesteinstyp zur Verfügung.

Die Quarz-Turmalin-Schiefer von Aldeia de Sta. Margarida (Abb. 31) weisen eine SEE-Verteilung mit einer negativen Eu-Anomalie auf ($\text{Eu/Sm} = 0.36$). Das SEE-Verteilungsmuster des Turmalinfelses von Perales del Puerto läßt einige Besonderheiten erkennen, die sich in einer Anreicherung des Nd und des Eu sowie in einer Verringerung des Sm dokumentieren.

Die Untersuchungen von ALDERTON et al. (1980) liefern möglicherweise eine Erklärung für die positive bzw. negative Eu-Anomalie. Diese Autoren stellten die SEE-Verteilungsmuster frischer Granitproben und hydrothermal alterierter Granitproben desselben Granitmassivs gegenüber. Die Alteration des Granits dokumentiert sich unter anderem im Auftreten von Turmalin. Während in den frischen Granitproben eine deutlich negative Eu-Anomalie festgestellt wurde, war in den alterierten Gesteinsproben ein Verschwinden dieser Eu-Anomalie zu beobachten. ALDERTON et al. (1980) führen dies auf das Auftreten von Turmalin zurück. Anhand von Einzelmineralanalysen des Turmalins belegen sie die Fähigkeit des Turmalins, Eu^{2+} einzubauen (siehe Abb. 31). Das bei der hydrothermalen Zersetzung von Feldspat und Glimmer im Granit freiwerden-

de Eu wird im Turmalin eingebaut und bedingt so eine Eu-Anreicherung in den alterierten Granitproben. Eine Eu-Anreicherung im Turmalin ist in den Fällen wahrscheinlich, wenn die B-Zufuhr durch hydrothermale Lösungen erfolgt, die bei der Zersetzung von Feldspat und Glimmer beteiligt waren (ALDERTON et al., 1980).

Die Annahme dürfte für den Turmalinfels des Scheelitvorkommens Perales del Puerto zutreffen. Die Erhöhung des Eu-Gehaltes spiegelt vermutlich den von ALDERTON et al. (1980) beschriebenen Effekt einer Eu-Anreicherung beim Auftreten von Turmalin in kontaktmetasomatisch alterierten Gesteinen wider. Eu- und B-Zufuhr sind im Fall des Turmalinfelses von Perales del Puerto ein gemeinsames Charakteristikum der hydrothermalen Lösungen, die vermutlich als Restlösungen des Granits anzusehen sind. Die Eu-Anreicherungen in diesen Lösungen dürfte auf die Zersetzung von Feldspat und Glimmermineralen zu beziehen sein.

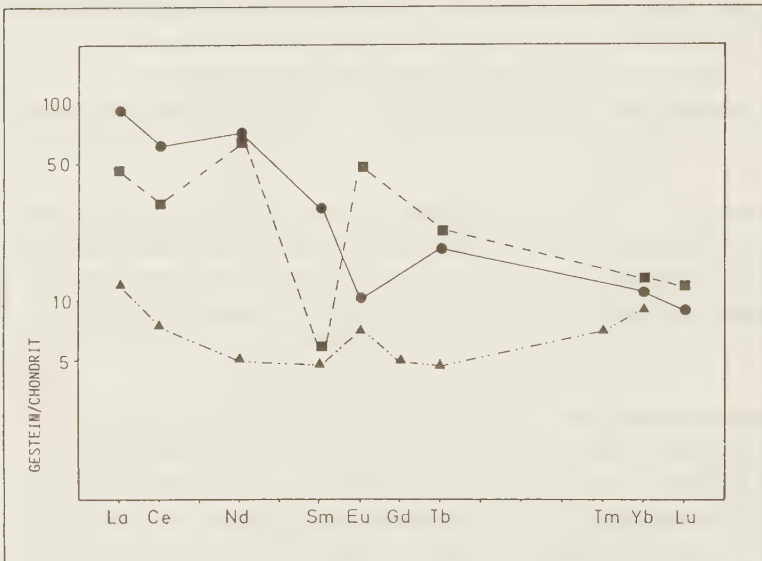


Abb. 31: SEE-Verteilungsmuster des Quarz-Turmalin-Schiefers von Aldeia de Sta. Margarida (●), des Turmalinfelses von Perales del Puerto (■) und eines einzelnen Turmalin-Kristalls [Werte von ALDERTON et al. (1980) ▲]. Während der Quarz-Turmalin-Schiefer von Aldeia de Sta. Margarida eine negative Eu-Anomalie aufweist, ist Eu im Turmalinfels von Perales del Puerto angereichert. Dieses Merkmal wird zur Unterscheidung der Bildungsbedingungen beider Gesteine herangezogen.

Der Quarz-Turmalin-Schiefer von Aldeia de Sta. Margarida weist dagegen eine negative Eu-Anomalie auf. Diese negative Eu-Anomalie läßt sich mit der Deutung FERREIRA PINTOS & BARROS (1978) nicht in Einklang bringen. Unter der Annahme einer kontaktmetasomatischen Bildung der Turmalin-Schiefer müßte mit einer positiven Eu-Anomalie gerechnet werden. Die negative Eu-Anomalie unterstreicht die bereits anhand der Geländebefunde und der petrographischen Untersuchungen gewonnenen Erkenntnis, daß die Quarz-Turmalin-Schiefer ehemalige chemische Sedimente repräsentieren, die sich auf eine submarin-exhalative Si- und B-Zufuhr beziehen lassen. Bei dieser B-Zufuhr war kein Überschuß an Eu vorhanden, so daß kein zusätzliches Eu im Turmalin eingebaut wurde und im SEE-Verteilungsmuster der Quarz-Turmalin-Schiefer trotz des hohen Turmalin-Gehalts keine Eu-Anreicherung zu erkennen ist.

Obwohl jeweils nur eine Analyse pro Gesteinstyp vorliegt, rechtfertigen die Unterschiede in der Eu-Anomalie zwischen beiden Gesteinen eine Deutung der Genese dieser Gesteine anhand ihres SEE-Verteilungsmusters.

Die Bedeutung turmalinführender Gesteine als Hinweis auf eine vulkanische Tätigkeit und die Rolle borhaltiger Lösungen beim Transport einiger Metalle (z.B. Wolfram) wird in letzter Zeit zunehmend diskutiert (PLIMER, 1983 a+b). Dieser Autor weist auf die enge genetische Verbindung von Turmaliniten mit schichtgebundenen Wolframmineralisationen im Broken Hill-Distrikt (Yanco-Glen-Lagerstätte) hin und vermutet in den Turmalinfelsen ehemalige chemische Sedimente.

Aufgrund des SEE-Verteilungsmusters ergibt sich möglicherweise eine Unterscheidungsmöglichkeit submarin-hydrothermal, synsedimentär-diagenetisch gebildeter Turmalingesteine von kontaktmetasomatisch gebildeten Turmalinfelsen. Einschränkend muß nochmals betont werden, daß diese Unterscheidung lediglich auf 2 Analysen beruht. Eine Turmalinbildung, die auf eine hydrothermale Alteration im Gefolge eines Vulkanismus zu beziehen ist, weist u.U. die gleichen Charakteristika wie kontaktmetasomatische Turmalinfelse auf. Die Bestätigung synsedimentär-diagenetischer Turmalinfelse kann als Hinweis für eine submarine Hydrothermentätigkeit herangezogen werden und auch eine genetische Deutung für Lagerstätten in Verbindung mit diesen Turmalingesteinen beinhalten.

4.7.4 Die Scheelitmineralisation

Das Scheelitvorkommen von Aldeia de Sta. Margarida enthält zwei Scheelit-Generationen, die beide eine einheitlich blauweiße Fluoreszenzfarbe aufweisen (Mo-freier bis Mo-armer Scheelit). Scheelit der ersten Generation (kleinkörnig, xenomorph) bildet einen integralen Bestandteil des feinkörnigen Diopsid-Plagioklas-Pflasters der Kalksilikatfelse. Die zweite Scheelit-Generation ist in Form von Scheelit-Porphyroblasten an die im Gefolge der Granitintrusion rekristallisierten, grobkörnigen, vesuvian- und granatbetonten Abschnitte der Kalksilikatfelse gebunden.

4.7.4.1 Die Genese der Scheelitmineralisation

Die Untersuchungen weisen einen basischen Vulkanismus im Gebiet von Aldeia de Sta. Margarida nach. Anhand der Quarz-Turmalin-Schiefer läßt sich eine submarine Hydrothermentätigkeit im Gefolge dieses Vulkanismus zeigen. Die submarin-hydrothermale Zufuhr von Si und B führt zur synsedimentär-diagenetischen Bildung der Quarz-Turmalin-Schiefer.

Aufgrund dieser Erkenntnis muß eine Wolframzufuhr im Zuge dieser submarinen Hydrothermentätigkeit in Betracht gezogen werden.

PLIMER (1983 a+b) postuliert einen engen genetischen Zusammenhang zwischen der submarin-hydrothermalen Borzufuhr und den schichtgebundenen Wolframvererzungen im Broken Hill Distrikt, Australien. Bor-Komplexe zeichnen dort offensichtlich für den Wolframtransport verantwortlich (PLIMER, 1983 a + b). Die Thermalwässer aktiver Geothermalgebiete können bis zu 1200 ppm B enthalten (WARING, 1965; Ngawha No. 1 Brunnen, Neuseeland; ELLIS 1979). Diese hohen B-Gehalte reichen wohl aus, um turmalinreiche Gesteine zu bilden. BASSETT (1980) beschreibt die Bedeutung borhaltiger Lösungen für den Transport einiger Metalle (z.B. Zn, Co, Ni, Pb, Cu, Ag).

Bedauerlicherweise liegt nur eine Analyse eines Quarz-Turmalin-Schiefers von Aldeia de Sta. Margarida vor. Diese Probe weist allerdings einen leicht erhöhten W-background (5 ppm W) auf, so daß eine submarin-hydrothermale

Wolframzufuhr zusammen mit Si und B möglich erscheint. Die Amphibolite enthalten mit durchschnittlich 2 ppm W nur leicht erhöhte Gehalte. WIENDL (1968) nennt 1.17 ppm W als charakteristischen Wert für basaltische Gesteine.

Im schlecht aufgeschlossenen Scheelitvorkommen von Aldeia de Sta. Margarida wurden die Trägergesteine der Scheelitführung nur innerhalb der Kontaktaureole gefunden. Ein Beweis für eine präkontaktmetamorphe Scheelitführung kann daher nicht geführt werden. Die vorliegenden Untersuchungsergebnisse sprechen aber für eine Scheelitbildung, die synd sedimentär-diagenetisch zusammen mit der Ablagerung karbonatischer Sedimente erfolgte. Sie müßte im räumlichen, zeitlichen und genetischen Zusammenhang mit einem basischen Vulkanismus und begleitender Hydrothermentätigkeit (W-Si-Bi-Zufuhr) gestanden haben. Durch die Regionalmetamorphose wurden karbonatische Sedimente zu Kalksilikatfels umgeformt und im Gefolge der Granitintrusion kontaktmetamorph überprägt. Die Kontaktmetamorphose bewirkte wahrscheinlich eine teilweise Remobilisation des Scheelits und die Kristallisation der zweiten Scheelit-Generation.

Ähnlichkeit besteht zu den weit verbreiteten, schichtgebundenen Scheelitvorkommen der Ostalpen (HÖLL, 1969, 1975, 1977; HÖLL & MAUCHER, 1967; HÖLL et al., 1972, 1979, 1985) und den Wolframvorkommen im Broken Hill Distrikt, Australien (PLIMER, 1983 a+b).

Im gesamten Untersuchungsgebiet wurden am Granitkontakt Quarz-Gänge angetroffen, die aber durchwegs unvererzt sind. Wolframit-Quarz-Gänge treten ausschließlich im engen räumlichen Kontakt zu der Scheelitmineralisation und zu den Quarz-Turmalin-Schiefern auf. Der Granit bringt offensichtlich nur dort Wolfram zum Absatz (z.B. in Wolframit-Quarz-Gängen), wo er primär scheelitführende Gesteine durchsetzt. Die Metasedimente und Metavulkanite stehen in diesem Bereich annähernd senkrecht bzw. fallen gegen den Granitkontakt ein. Eine Remobilisation des Scheelit-Altbestands durch die Granitintrusion und eine anschließende Wolframit-Kristallisation in Quarz-Gängen erscheint naheliegend.

4.8 Das Scheelitvorkommen von Aldea del Obispo

4.8.1 Einführung

Das Dorf Aldea del Obispo (Provinz Salamanca) liegt 25 km nordwestlich von Ciudad Rodrigo, nahe der Grenze zu Portugal. Nummer 8 in Abbildung 1 markiert das nördlich von Aldea del Obispo gelegene Untersuchungsgebiet. Die portugiesische Staatsgrenze verläuft im Rio Turones, der gleichzeitig die Westgrenze des Arbeitsgebietes bildet.

Eigene zielgerichtete Prospektion führte im Sommer 1982 zum Auffinden der Scheelitvererzung im Gebiet von Aldea del Obispo. Weitere Scheelitfundpunkte konnten durch anschließende Prospektionsarbeiten im Gebiet von Gallegos de Arganan nachgewiesen werden (Kluftbeschläge, Scheelit-Quarz-Gang). Aufgrund der Prospektionsbefunde ist auch im Einzugsbereich des Rio Agueda oberhalb der Straße von Castillejo de Martin Viejo nach Villar de la Yegua eine weitere Scheelitmineralisation zu postulieren (scheelitführende Quarz-Gerölle wurden im Flußbett gefunden). Diese Vererzung konnte allerdings nicht anstehend nachgewiesen werden.

4.8.2 Geologischer Rahmen

Dem Westteil der Provinz Salamanca gilt aufgrund der zahlreichen Uranvorkommen seit langem großes Interesse. Einige Veröffentlichungen behandeln die Uranvererzungen und die Geologie des Schiefer-Grauwacken-Komplexes im Gebiet nordwestlich von Ciudad Rodrigo (siehe u.a. SCHMIDT-THOME, 1945, ARRIBAS, 1962, 1975, 1979, CORRETGE & LOPEZ-PLAZA, 1976, 1977, CARNICERO, 1980, COMA MOLIST, 1983, PARDILLO-PORRAS, 1983).

CORRETGE & LOPEZ-PLAZA (1976) beschäftigen sich vor allem mit Stratigraphie und Tektonik im Gebiet zwischen Aldea del Obispo und Ciudad Rodrigo. Sie beschreiben Mächtigkeiten der Serien des Schiefer-Grauwacken-Komplexes von mehr als 2200 m. Anhand sedimentologischer Kriterien belegen sie die durchgehend normale Lagerung der Serien.

Die eigenen Untersuchungen im Gebiet von Aldea del Obispo weisen isoklinale Verfaltungen nach, so daß u.U. doch wesentlich geringere Mächtigkeiten realistischer erscheinen. Dies stimmt mit Aussagen von ARRIBAS (1984, pers. Mitteilung) überein.

Die besten Aufschlußverhältnisse zum Studium des Schiefer-Grauwacken-Komplexes finden sich in der Uran-Mine Fe, Saelices el Chico, wo in einer ca. 300 m mächtigen Sedimentserie mehrere, jeweils wenige Meter mächtige Turbiditfolgen aufgeschlossen sind. Die Uranvererzung dieser Grube gehört zum Typ der strukturgebundenen Vererzungen, die auf Remobilisationen einer primär an Schwarzschiefer gebundenen Uranmineralisation zurückgehen (COMA MOLIST, 1983, ARRIBAS, 1984, pers. Mitteilung).

CORRETGE & LOPEZ-PLAZA (1976) unterscheiden vier tektonische Phasen, drei davon mit Schieferung. Nach ALDAYA et al., (1973) und CORRETGE & LOPEZ-PLAZA (1976) kann man von einer prävariszischen Deformationsphase in den Serien des Schiefer-Grauwacken-Komplexes ausgehen, die allerdings keine Schieferung der Gesteine bewirkte.

CARNICERO (1980) und PARDILLO PORRAS (1983) unterscheiden im Gebiet nördlich von Aldea del Obispo zwei unterschiedlich alte Granite (in der vorliegenden Kartierung (Abb. 32) wurden die Granite nicht differenziert). Die erste Intrusion erfolgte prä- bis synkinematisch. Der Granit von Banobarez, der den Großteil des Granitareals zwischen Aldea del Obispo im Süden und La Bouza im Norden einnimmt, gehört dagegen zu den "jungen" Graniten des Hesperischen Massivs im Sinne von SCHERMERHORN (1956) und ING SOEN (1970). Die Intrusion des Granits von Banobarez wird zeitlich zwischen die zweite und dritte Deformationsphase (Ober-Stephan) gestellt.

4.8.3. Das Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet gliedert sich in einen Nordteil, der zum überwiegenden Teil von Graniten eingenommen wird und einen durch verschiedene Metasedimente gekennzeichneten Südteil. Glimmerschiefer, 'Marmore' bzw. Skarne und graphitführende Albit-Biotit-Quarz-Schiefer mit Einlagerungen dünner Kalksilikatfelslagen bauen die Metasedimentserie auf.

Innerhalb der Metasedimente sind verbreitet Granit-Apophysen aufgeschlossen. Neben diskordanten Apophysen ist ein Teil konkordant in die umgebenden Metasedimente eingeschaltet.

Die Scheelitführung ist im Vorkommen von Aldea del Obispo an zwei unterschiedliche Skarntypen gebunden. Der erste Typ (Quarz-Plagioklas-Vesuvian-Wollastonit-Diopsid-Skarne) zeichnet sich durch seine Feinkörnigkeit und die "gebänderte" Struktur der Vererzung aus (Abb. 33, 34).

Grobkörnige Fluorit-Vesuvian-Skarne mit Scheelit-Porphyroblasten repräsentieren den zweiten Skarntyp. Eine Verfaltung oder Schieferung dieses

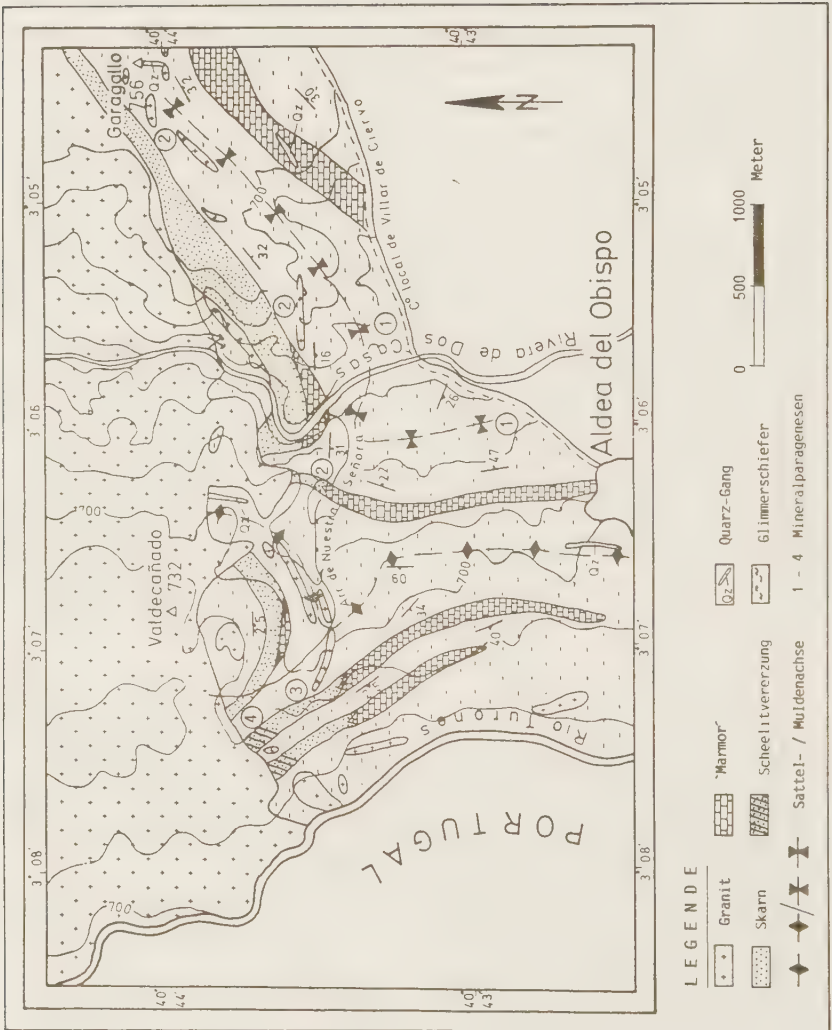


Abb. 32: Geologische Karte des Untersuchungsgebietes nördlich von Aldea del Obispo. - Eigene Kartierung auf der Grundlage der Topographischen Karte von Spanien, Maßstab 1 : 50000, Blatt 500, Villar de Ciervo

Skarntyps ist nicht zu beobachten. Der Terminus "Skarn" wurde beibehalten, obwohl es sich z.T. um feinkörnige Kalksilikatgesteine handelt (1. Skarntyp). Die "Skarne" sind ausschließlich auf den kontaktmetamorph überprägten Bereich beschränkt. Durch diese Benennung wird eine Verwechslung mit den Kalksilikatgesteinen außerhalb der Kontaktaureole vermieden.

Die scheelitführenden Skarne finden sich vor allem im Westteil des Arbeitsgebietes (Abb. 32). Eine sporadische, funkenhafte Scheelitmineralisation existiert allerdings in den Skarnen des gesamten Arbeitsgebietes. Eine weitere Wolframvererzung ist an den Kontaktbereich des Granits von Banobarez zu Glimmerschiefern östlich der Rivera de Dos Casas gebunden. Scheelit und Wolframit treten dort zusammen mit Arsenkies in Quarz-Gängen bzw. in Alterationszonen (Greisenbildung) am Kontakt auf. In Quarz-Gängen südlich des Valdecanao wurden ebenfalls Scheelitspuren nachgewiesen.

4.8.4 Ziel der Untersuchungen

Ziel der Untersuchungen ist es, die Genese der Scheelitvererzung in den Kalksilikatgesteinen zu klären. Aufgrund der Geländebefunde ergeben sich folgende Anhaltspunkte:

1. Die Scheelitmineralisation ist ausschließlich an den unmittelbaren Kontaktbereich zu dem Granit von Banobarez gebunden.
2. Sie tritt in fein- und grobkörnigen Kalksilikatgesteinen (Skarnen) auf. Die helle, weißgraue Farbe dieser Gesteine erlaubt eine klare Abgrenzung von den unreinen 'Marmoren', die außerhalb der Kontaktaureole vorherrschen. Außerhalb der Kontaktaureole existiert keine Scheelitmineralisation.

Anhand dieser Ergebnisse scheint eine Zuordnung des Scheelitvorkommens zur Gruppe der kontaktmetasomatischen Wolframvererzungen gerechtfertigt. Dieser Annahme widerspricht die feinkörnige Scheelitführung, die z.T. das regionalmetamorphe Gefüge der Gesteine nachzeichnet. Hieraus ließe sich auf eine Platznahme des Scheelits schließen, die spätestens synkinematisch erfolgt sein muß. Unter der Annahme einer synkinematischen Platznahme des Scheelits wäre eine Wolframzufuhr durch den Granit von Banobarez nicht möglich, da dieser nach der ersten gefügeprägenden Deformationsphase intrudierte. Eine Wolframzufuhr durch eine Hydrothermentätigkeit im Gefolge der Granitintrusion würde eine annähernd perfekte Abbildung des bereits bestehenden regionalmetamorphen Gefüges bedingen (Ab-

bildungsmetasomatose, mimetic replacement). Das Fehlen der für Scheelit-Skarnvererzungen charakteristischen Sulfidminerale (z.B. Magnetkies) spricht ebenfalls gegen den Granit als Erzbringer.

4.8.5 Petrographie

4.8.5.1 Albit-Biotit-Quarz-Schiefer/Glimmerschiefer

Im Untersuchungsgebiet treten neben den schon in mehreren Scheelitvorkommen erwähnten Albit-Biotit-Quarz-Schiefern mit Einschaltungen geringmächtiger Kalksilikatfelslagen helle Glimmerschiefer auf, die sich im Habitus und Mineralbestand deutlich von den gebankten Albit-Biotit-Quarz-Schiefern unterscheiden.

Modalbestand:										
Nr.	Qz	Bi	Hgli	Plag	And	Tu	Chl	Ti	Erz	Akz
1	49.0	39.3	3.9	6.8					.2	.8
2	42.0	37.6	13.3	6.0		.3			.1	.7
3	34.4	8.1	42.9	6.1	3.3	1.1	1.2	1.8	.7	.4

(1 = Albit-Biotit-Quarz-Schiefer; 2 = Glimmerschiefer; 3 = Fleckschiefer)

U.d.M. erkennt man, daß die Hauptunterschiede zwischen Glimmerschiefer und Albit-Biotit-Quarz-Schiefer auf den unterschiedlichen Gehalten an Biotit und Hellglimmer beruhen. Die dunkelgraue Farbe der Albit-Biotit-Quarz-Schiefer geht auf eine gleichmäßige Graphitdurchstäubung zurück. Die Umwandlung von Biotit in Chlorit wird als Anzeichen einer Diaphthorese interpretiert.

Am Kontakt zu dem Granit von Banobarez wurden die Metasedimente kontaktmetamorph überprägt und zum Teil zu Fleckschiefern umgewandelt. Die Kontaktmetamorphose führte in den Glimmerschiefern zu einer Sprossung von Andalusit-Porphyroblasten. Umwandlungen von Biotit in Chlorit und sphärolithische Andalusit-Verdrängungen durch Muskovit werden als diaphthoretische Bildungen angesehen.

Im Bereich des aufgelassenen Bergbaus auf der Ostseite der Rivera de Dos Casas sind starke Alterationen in den Glimmerschiefern festzustellen, die makroskopisch an einer Verquarzung und Bleichung sowie einer Scheelit- und Arsenkiesführung erkennbar sind.

4.8.5.2 Kalksilikatfels

Dünne Kalksilikatfelsbänder (max. 2 cm mächtig) treten als konkordante Einschaltungen in Albit-Biotit-Quarz-Schiefern auf. Sie finden sich vor allem im Bereich der Rivera de Dos Casas. Innerhalb der weißlichen Kalksilikatfelsbänder ist oftmals ein grünlicher Zentralteil zu beobachten. U.d.M. zeigt sich, daß in diesem Abschnitt Diopsid dominiert. Die Hauptgemengteile der Kalksilikatfelse sind Quarz, Plagioklas, Calcit, Klinozoisit und Diopsid in stark schwankenden Mengenverhältnissen.

Nebengemengteile und akzessorische Mineralphasen: Tremolit, Epidot, Zoisit, Chlorit, Apatit, Hellglimmer, Titanit, opake Erzminerale.

Aufgrund der gleichförmigen mineralogischen Ausbildung der Kalksilikatfelse und ihres Auftretens in Bereichen, in denen Hinweise auf eine Kontaktmetamorphose fehlen, werden die Kalksilikatfelse als regionalmetamorphe Gesteine gedeutet.

4.8.5.3 Marmor

Unter dem Namen 'Marmor' werden Karbonatgesteine mit unterschiedlichem Karbonatgehalt zusammengefaßt. Die verfalteten 'Marmore' lassen z.T. eine Hell-Dunkel-Bänderung erkennen. Sie hat ihre Ursache in einem Wechsel zwischen fast reinen Karbonat- und Hellglimmer-Albit-Quarz-Karbonat-Lagen verbunden mit einer unterschiedlich starken Graphit-Durchstäubung. Schwankungen im Karbonatanteil lassen sich auch an Übergängen von fast reinen 'Marmoren' zu silifizierten 'Marmoren' zeigen.

Akzessorische Minerale: Apatit, Biotit, Chlorit, Titanit, Albit, opake Erzminerale

4.8.5.4 Skarne

Mit zunehmender Annäherung an den Granitkontakt gehen die unreinen 'Marmore' in helle Skarne über. Der auffällige Farbunterschied ermöglicht eine Unterscheidung beider Gesteinstypen im Gelände. Als Skarne werden hier überwiegend feinkörnige, z.T. aber auch grobkörnig ausgebildete Kalksilikatgesteine bezeichnet, die sich ausschließlich im Kontaktbereich des Granits von Banobarez zu den Metasedimenten des Schiefer-Grauwacken-Komplexes finden. Dieser Bereich ist in Abbildung 32 dargestellt.

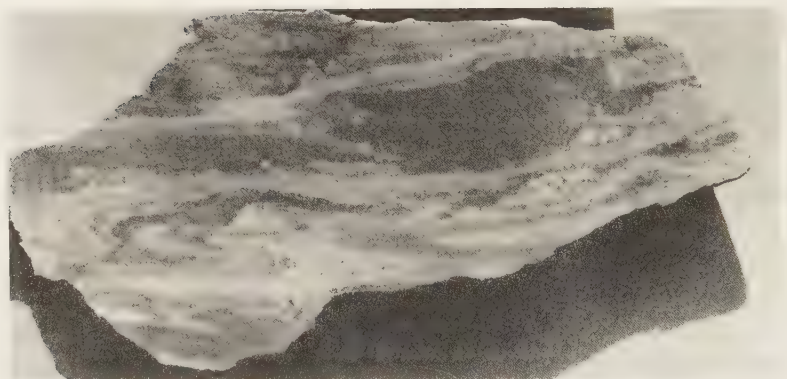


Abb. 33: Skarn (Normallicht). Die grauen "Lagen" werden durch Diopsid, Quarz und Plagioklas aufgebaut. Die helleren, grauweißen "Lagen" bestehen fast ausschließlich aus Wollastonit.

Bildmaßstab:  cm

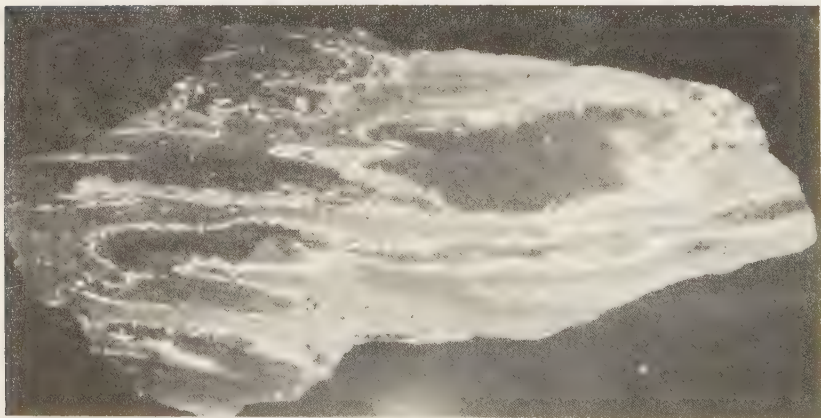


Abb. 34: Der gleiche Bildausschnitt wie Abb. 33, aber unter UV-Licht. Scheelit und Powellit fluoreszieren weiß. Es zeigt sich deutlich, daß Scheelit und Powellit den Kontakt der Wollastonitlagen zu den Diopsid-Quarz-Plagioklas-Lagen bevorzugen.

Anhand des Gefüges lassen sich zwei Skarntypen unterscheiden:

1. Skarntyp: Das auffälligste Kennzeichen dieser Gesteine ist die Erhaltung des ursprünglichen regionalmetamorphen Lagenbaus. Diese Skarne lassen noch die Deformation (Verfaltung, Zerschierung, Boudinage) der ersten Regionalmetamorphose erkennen.

Der Wechsel zwischen blaßgrünen, weißen, braunen und grauen Farbtönen akzentuiert die Lagigkeit der meist feinkörnigen, in einigen Fällen aber auch grobkörnig entwickelten Skarne. In Bereichen intensiver Verfaltung ist z.T. eine Sprossung von Vesuvian-Kristallen im Faltscheitel zu beobachten.

Modalbestand:												
Nr.	Plag	Qz	Wol	Di	Fl	Apa	Ves	Klz	Cc	Ti	Erz	Akz
S 1	29.5	28.7	11.6	8.7	11.5	3.0	1.4	.4			4.3	.9
S 8	37.2	21.4	15.8	8.2	6.2	1.6					8.6	1.0
A 44	14.6	15.4	43.1	22.5		.2		.6	1.8	1.2		.6
A 21	13.4	8.8		70.2		.2		3.6		3.0		.8

Quarz-Plagioklas-Diopsid-Lagen und Vesuvian-Fluorit-Diopsid-Wollastonit-Lagen bauen die Skarne auf. Der mengenmäßige Anteil der einzelnen Minerale ist starken Schwankungen unterworfen. Diopsid, Vesuvian und Wollastonit formen z.T. weitgehend monomineralische Lagen. In den Wollastonit-Lagen bilden bis zu 1 cm lange Wollastonit-Stengel divergent- bis radialstrahlige, dicht verfilzte Aggregate. Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen schwankt zwischen 0.5 und 5 cm. Scheelit, Powellit (anhand seiner gelblichen Fluoreszenz und durch Röntgendiffraktometeraufnahmen bestimmt), Cassiterit (ebenfalls durch Röntgendiffraktometeraufnahmen bestimmt) und Fluorit begleiten die Wollastonit-Lagen als dünne Saum im Kontakt zu den Diopsid-Quarz-Plagioklas-Lagen.

In den braunen Vesuvian-Lagen sind die bis zu 0.4 cm langen Vesuvian-Säulen oftmals quer zum Lagengefüge der Gesteine angeordnet. Vesuvian umschließt vor allem Plagioklas und Diopsid; sekundär gebildeter Calcit tritt entlang feiner Risse auf. Am Kontakt der Vesuvianlagen zu umgebenden Diopsid-Quarz-Plagioklas-Lagen greift Vesuvian unregelmäßig-buchtig in diese Lagen ein. Die Sprossung des Vesuvians führt abschnittsweise zur Auflösung des regionalmetamorphen Gefüges und zur Ausbildung eines richtungslos-grobkörnigen Gefüges, wobei Bereiche mit Epidot, Diopsid und Plagioklas verdrängt werden. Die Diopsid-Quarz-Plagioklas-(Albit-Oligoklas)Lagen werden durch ein feinkörniges, dichtes Pflastergefüge geformt.

Fluorit (vielfach mit charakteristischer Würfelform) und Cassiterit sind

Begleitminerale der Scheelitmineralisation. Ihr Vorkommen ist auf die kontaktnahen Bereiche beschränkt. Weder Cassiterit noch Fluorit finden sich in scheelitfreien Skarnen.

Nebengemengteile und akzessorische Minerale: Epidot, Klinozoisit, Vesuvian, Calcit, Zirkon, Titanit, Klinohumit (Bestimmung durch Röntgendiffraktometeraufnahme), opake Erzminerale.

2. Skarntyp:

Proben des Vesuvian-Skarns (2. Skarntyp) wurden ausschließlich als Leseesteine gefunden. In diesen Lesesteinen konnte vielfach der Kontakt des Vesuvian-Skarns zu einem Pegmatit beobachtet werden. Am Kontakt zu diesen Gängen bildeten sich grobkörnige, bräunliche Vesuvian-Skarne mit geringfügigen Beimengungen von Quarz, Diopsid, Apatit und Scheelit. Neben einem richtungslos-grobkörnig ausgebildeten Skarntyp existieren Varietäten, in denen noch ein reliktsches Lagengefüge zu beobachten ist.

Modalbestand:							
Nr.	Ves	Fl	Apa	Di	Qz	Sche	Akz
S 7	78.6	14.2	2.6	1.9	1.5	.6	.6

U.d.M.: Bis zu 1 cm lange, xenomorphe oder hypidiomorphe, poikiloblastische Vesuvian-Säulen umschließen Diopsid, Quarz und Scheelit. Scheelit bevorzugt kleine Quarz-Trümer, die die Vesuvian-Skarne durchziehen. Am Kontakt zu den Pegmatit-Gängen ist z.T. ein Saum aus Quarz mit sehr viel idiomorphem Apatit zu beobachten. Das Auftreten von Apatit in Quarz-Trümmern könnte als Indiz für eine Phosphorzufuhr bei der Platznahme des Pegmatit-Gangs gewertet werden (siehe Kap. 4.8.7).

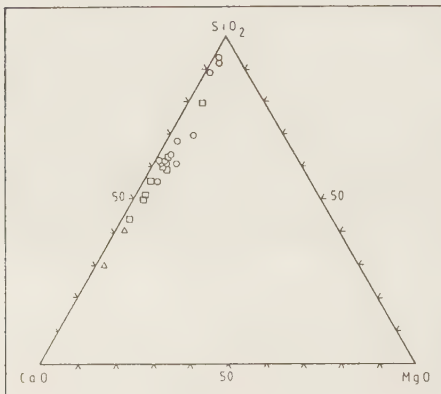


Abb. 35: Darstellung der geochemischen Analysen der 'Marmore' (Δ , $n = 2$), der scheelitführenden Skarne ($\square$, $n = 8$) und der scheelitfreien Skarne ($\circ$, $n = 12$) im $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-(CO}_2\text{-H}_2\text{O)}$ -System

Anhand der petrographischen Befunde ergibt sich folgendes Bild für die Entstehung der Skarne:

Regionalmetamorph geprägte 'Marmore' werden durch die spätkinematische Intrusion des Granits von Banobarez zu Skarnen umgewandelt. Die Kontaktmetamorphose bewirkt eine weitgehende Umkristallisation der Gesteine. Eine spätere Deformation des vorliegenden Mineralbestands ist nicht belegbar. Mineralbestand und Gefüge lassen die Beteiligung einer starken fluiden Phase bei der Entstehung der Skarne erkennen (MASCH, pers. Mitteilung). Diese fluide Phase ist genetisch auf den Granit zu beziehen. Sie bewirkt eine Umkristallisation unter Beibehaltung des regionalmetamorphen Gefüges (Abbildungsmetasomatose - mimetic replacement).

4.8.5.5 Granite

CARNICERO (1980) und PARDILLO PORRAS (1983) beschreiben einen geringmächtigen Granit-Körper innerhalb des spätkinematischen Granits von Banobarez und ordnen diesen Granit einer synkinematischen Intrusionsphase zu. CARNICERO (1980) beschreibt den synkinematischen Granit, der am Nordrand des Untersuchungsgebietes aufgeschlossen ist, als feinkörnigen Zweiglimmer-Granit. Chlorit-Serizit-Aggregate werden als Zersetzungsprodukt aus Cordierit angesehen (Pinitisierung, CARNICERO, 1980).

Der Granit von Banobarez ist ein mittel- bis grobkörniger, z.T. porphyrisch ausgebildeter Biotit-Granit. Seine Intrusion erfolgte spätkinematisch, nach der ersten, aber vor der letzten Deformationsphase. Plagioklas (Albit/Oligoklas), Quarz und Kalifeldspat stellen die Hauptgemengteile, Biotit ist als Nebengemengteil zu nennen.

In den Granit-Apophysen stellen Albit, Quarz und Hellglimmer die Hauptgemengteile, Biotit ist nur noch akzessorisch in Form kleiner Tafeln vorhanden. Turmalin tritt als Nebengemengteil auf.

Modalbestand:								
Nr.	Plag	Qz	Kfsp	Bi	Chl	Hgli	Erz	Akz
82	37.3	32.7	20.3	9.1				.6
83	47.0	16.6			1.4	30.4	3.8	.8
(82 = frischer Granit; 83 = alterierter Granit)								

Pneumatolytische bis hydrothermale Restphasen bewirkten eine ausgeprägte Bleichung des Granits im Bereich der aufgelassenen Bergbaue an der Rivera

de Dos Casas. Quarz, Albit und Muskovit stellen die Hauptminerale, Chlorit ist die einzige mafische Komponente, Beryll und Turmalin sind akzessorische Minerale.

Der alterierte Granit weist z.T. eine erhebliche Arsenkies- und Scheeliterverzung auf. Arsenkies und Scheelit bilden bis zu 1 cm große Einsprenglinge.

4.8.5.6 Metamorphose

Aus regionalgeologischen Überlegungen ist für die Metasedimente des Untersuchungsgebietes zumindest eine Regionalmetamorphose und eine Kontaktmetamorphose zu postulieren.

Regionalmetamorphose:

Zur Abschätzung der P-T-Bedingungen der Regionalmetamorphose wurden folgende Kriterien herangezogen:

Das Auftreten von Diopsid in den ausschließlich regionalmetamorph geprägten Kalksilikatfelslagen (Punkt 1 in Abb. 32) spricht nach METZ (1970) für ein T-Intervall von 490 - 540°C bei 1 kbar ($575^{0\pm} 25^0$ C bei 3 kbar, $630^{0\pm} 25^0$ C bei 5 kbar) bei der Regionalmetamorphose.

Bei der progressiven Metamorphose werden nach Meinung von METZ Werte von < 0.1 für den Molenbruch des CO_2 nicht erreicht, so daß der angegebene Temperaturbereich realistisch erscheint. Auf der anderen Seite ist nur eine Angabe für die Minimaltemperatur bei der Regionalmetamorphose möglich, da aufgrund der Mineralparagenese (vgl. Kap. 4.8.5.2) keine Aussage zu den P-Bedingungen gemacht werden kann.

In den Metapeliten bestätigt die Mineralparagenese Biotit + Heilglimmer + Quarz + Albit + Chlorit die Zuordnung zu einem niedrigen Metamorphosegrad, der nur die Stabilität des Biotit erreicht [(Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies der Grünschieferfazies im Sinne von TURNER & VERHOOGEN (1960), "low grade"-Bereich der Metamorphose im Sinne von WINKLER (1979)].

Kontaktmetamorphose:

Wie bereits in Abschnitt 4.8.5.4 beschrieben, werden die kontaktnahen Bereiche der Skarne durch das Auftreten von Wollastonit charakterisiert (z.B. bei Punkt 4. in Abb. 32). Eine mögliche Reaktion zur Wollastonitbildung liegt in der Umsetzung von Quarz + Calcit zu Wollastonit + CO_2 nach der Formel:



Aufgrund der X_{CO_2} -Abhängigkeit dieser Reaktion kann man wiederum nur einen breiten Temperaturbereich für die Bildung des Wollastonits angeben. WINKLER (1979) gibt ein Temperaturintervall von 580 - 670°C bei 1kbar und 610 - 730°C bei 2kbar an. Nur bei extrem niedrigem X_{CO_2} (< 0.1) ist die Wollastonitbildung theoretisch schon bei 400°C möglich. Aussagen zur Zusammensetzung der binären Gasphase aus CO_2 und H_2O sind nicht möglich. Nach MASCH (1977) ist in den massigen Karbonatbänken eine Pufferung des X_{CO_2} durch die Dekarbonatisierungsreaktionen möglich, so daß große Werte für X_{CO_2} erreicht werden. Auf der anderen Seite ist aber in der inneren Aureole eine Zufuhr von H_2O aus dem Intrusiv vorstellbar, die niedrige Molenbrüche des X_{CO_2} bewirken würde. Gleichzeitig müssen die F-Gehalte, die in den Skarnen durch das Auftreten von CaF_2 angezeigt werden, in die Überlegungen einbezogen werden. Nach MOORE & KERRICK (1976) können F-Gehalte die Gleichgewichtskurven im $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ -System ganz erheblich gegen höhere Temperaturen verschieben. FARZANEH (1979) und TROLL & GILBERT (1972) beschreiben z.B. eine größere thermale Stabilität von F-haltigem Tremolit und F-haltigem Glimmer.

Eine präzise Bestimmung der T-Bedingungen bei der Kontaktmetamorphose ist nicht möglich. Erfahrungswerte sprechen gemäß WINKLER (1979) für eine wollastonitbildung in der Kontaktaureole leicht intrudierter Plutone [bei 500 bar $\approx$ 2 km Tiefe von ca. 600°C, in 4 km Tiefe (1kbar) von 650°C und in 7 - 8 km Tiefe (2kbar) von 700°C]. In den kontaktnahen Bereichen kann man von Temperaturen ausgehen, die einer mittelgradigen Kontaktmetamorphose entsprechen.

Mit zunehmender Entfernung vom Kontakt (z.B. Punkt 3 in Abb. 32) ist kein Wollastonit mehr nachweisbar. Die Skarne werden durch Paragenesen mit Diopsid charakterisiert.

Im Übergang von Skarn zum Marmor (Punkt 2 in Abb. 32) ist eine retrograde Neubildung von Tremolit aus Diopsid zu beobachten.

Die zuvor geschilderten Beobachtungen belegen eine progressiv-metamorphe Mineralfolge gegen den Pluton.

Diese progressiv-metamorphe Mineralbildung in Annäherung an den Kontakt spiegelt sich in den Glimmerschiefern in der ausgeprägten Weise nicht wider. In kontaktnahen Bereichen ist die Sprossung von Andalusit auf die thermometamorphe Überprägung der Gesteine zu beziehen. Anzeichen einer Diaphthoresis sind vor allem in den Metapeliten deutlich faßbar. Randliche

Umwandlungen von Biotit in Chlorit, die bis zur völligen Verdrängung des Biotits fortschreiten kann, und sphärolithische Andalusitverdrängungen durch Muskovit können als diaphthoretische Bildungen angesehen werden. Diese retrograde Metamorphose ist vermutlich einer zweiten Regionalmetamorphose zusammen mit der zweiten Schieferung der Gesteine zuzuordnen (zeitlich nach der zweiten Granitintrusion)

4.8.6 Tektonik

Eine durchgreifende Schieferung mit Isoklinalverfaltungen kennzeichnet die älteste erkennbare Deformationsphase im Untersuchungsgebiet. Lang ausgezogene Hangendschenkel und kurze, intensiv verfaltete Liegendschenkel charakterisieren das Gefügebild, das vor allem in den kompetenten Marmorlagen und den Skarnen ausgeprägt ist. Abbildung 33 zeigt Verfaltung, Boudinage und Zerschierung in den Skarnen. Die zugehörige B-Achse taucht im West- und Zentralteil des Arbeitsgebietes flach nach Süden ab. Die regionalmetamorphe Prägung der Gesteine ist diesem Deformationsakt zuzuordnen.

Falten mit Amplituden im Hundertmeterbereich besitzen annähernd Nord-Süd-streichende und flach nach Süden eintauchende Achsen. Die im Arbeitsgebiet kartierten Sattel- und Muldenstrukturen sind diesen Achsen zuzuordnen (Abb. 32). Eine Deformation um eine steil nach Nordwesten abtauchende Achse bewirkte eine Drehung des bestehenden Faltenbaus, so daß südlich des Valdecánado die Westflanke des Sattels nochmals aufgeschlossen ist. Die durch diese Deformationsphase ausgelöste Rotation bewirkt die Scharnierbildung nordwestlich der Rivera de Dos Casas. Hier biegt der östliche Schenkel der Sattelstruktur von einem Nord-Süd-Streichen auf ein Ost-West- bzw. Südwest-Nordost-Streichen um.

Aus einem letzten, weniger deutlich ausgeprägten Deformationsakt resultieren Südost-Nordwest-streichende Schieferungsflächen, die flach nach Nordosten einfallen. Die zweite Regionalmetamorphose mit retrograden Mineralneubildungen ist dieser Verformungsphase zuzuordnen. Die zugehörigen Deformationen sind vor allem in den Granit-Apophysen und dem Glimmerschiefer nachweisbar. Die Intrusion des Granits von Banobarez erfolgte somit vor der letzten Deformationsphase. Ältere Verfaltungen sind im Granit von Banobarez nicht zu belegen.

4.8.7 Geochemie

Anhand einer Gegenüberstellung von Karbonatgesteinen und Skarnen soll versucht werden, die Bildungsbedingungen der Skarne darzustellen. Hierbei stand die Frage im Vordergrund, ob sich die Skarne allein durch eine thermometamorphe Überprägung oder aber durch eine Kontaktmetasomatose mit Stoffverschiebungen bildeten. Hierzu wurden Proben der 'Marmore' aus den zwei westlich gelegenen Karbonatzügen außerhalb der Kontaktaureole analysiert und den Skarnen gegenübergestellt. Die untersuchten Skarnproben entstammen (mit Ausnahme von drei Proben) den gleichen Karbonatzügen im Westen des Arbeitsgebietes.

	Skarn	'Marmor'
Haupt- und Nebenelemente in Gew.-%		
SiO ₂	54.00	25.37
Al ₂ O ₃	9.45	4.14
Fe ₂ O ₃ *	2.88	1.14
MgO	2.31	1.65
CaO	26.43	44.40
Na ₂ O	1.32	1.44
K ₂ O	.88	.68
TiO ₂	.51	.27
P ₂ O ₅	.31	.11
MnO	.14	.12
G.V.	1.21	22.18
Summe	99.44	101.46
Fe ₂ O ₃ * : Gesamteisen als Fe ₂ O ₃		

Tab. 9: Haupt- und Nebenelementgehalte der 'Marmore' (n = 2) und Skarne (n = 20)

Bei den meisten Haupt- und Nebenelementen (bis auf MgO, K₂O und MnO, Tabelle 9) ergeben sich deutliche Unterschiede, wobei bis auf CaO und Na₂O jeweils höhere Gehalte in den Skarnen feststellbar sind.

Abbildung 36 stellt die Spurenelementgehalte der verschiedenen Gesteine graphisch dar. Die obere Abbildung (Abb. 36 A) dokumentiert die Elementkonzentrationen der 'Marmore', der Skarne ohne Scheelit und des Granits. Die "Skarn-Linie" veranschaulicht, daß die Konzentrationen der gemessenen Elemente in den Skarnen grundsätzlich höher als in den 'Marmoren' sind. Sr zeigt als einziges der untersuchten Elemente höhere Gehalte im 'Marmor' als im Granit. Ein Vergleich zwischen Skarn und Granit weist für die Elemente V, Cr, Ni, Ga, Sr, Zr und Pb höhere Konzentrationen im Skarn als im Granit nach.

Abb. 36 B (untere Abbildung) vergleicht die Gehalte verschiedener Elemente in den 'Marmoren' mit denen der scheelitführenden und der scheelitfreien Skarne. Die Abgrenzung zwischen scheelitführenden und scheelitfreien Skarnen erfolgte unter UV-Licht (Ableuchten der Handstücke und des gebrochenen Probenmaterials). Die Elementkonzentrationen der 'Marmore' liegen mit Ausnahme des Cs jeweils unter denen der Skarne. Die Wolframgehalte stei-

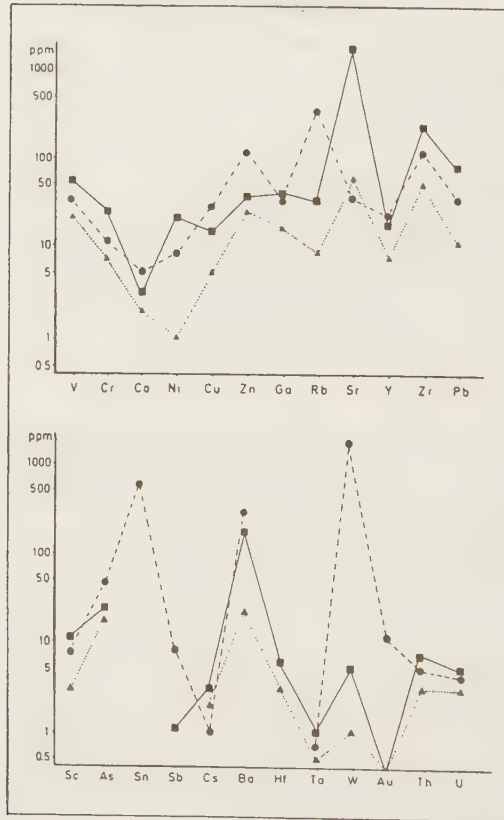


Abb. 36 A: Spurenelementgehalte der scheelitfreien Skarne (■, n = 12), der Granite (●, n = 6) und der 'Marmore' (▲, n = 3) (obere Abbildung)

Abb. 36 B: Spurenelementgehalte der scheelitfreien Skarne (■, n = 6), der scheelitführenden Skarne (●, n = 7) und der 'Marmore' (▲, n = 3) (untere Abbildung); Au: Werte in ppb.

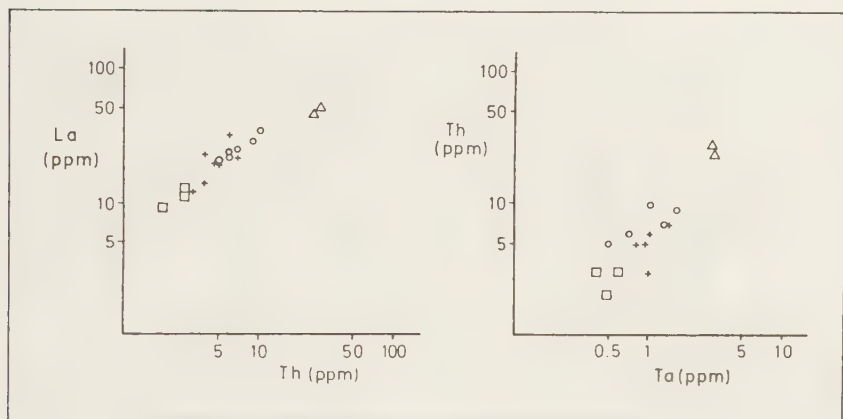


Abb. 37: La/Th- und Th/Ta-Verhältnis der Marmore (□, n = 3) der scheelitführenden Skarne (+, n = 7), der scheelitfreien Skarne (○, n = 6) und des Granits (Δ, n = 2). Aus der Verteilung der Probenpunkte wird auf eine Zufuhr von La, Th und Ta aus dem Intrusiv geschlossen.

gen von etwa 1 ppm W im 'Marmor' (entspricht in etwa dem von WIENDL (1968) für verschiedene Kalksteine und Marmore publizierten Durchschnittswert von 0.6 ppm W) auf 5 ppm W in den scheelitfreien Skarnen an. Ähnliche Beobachtungen beschreiben DERRE et al. (1982), die eine Scheelitmineralisation in Quarziten mit Beimengungen von Kalksilikatmineralien in der Provinz Trás-Os-Montes untersuchen. Die Scheelitführung tritt dort ausschließlich innerhalb der Kontaktaureole eines Granits bzw. am Kontakt zu Wolframit-Quarz-Gängen auf. Die scheelitfreien Quarzite weisen innerhalb der Aureole höhere Wolframgehalte als außerhalb der Aureole auf. DERRE et al. (1982) führen dies auf eine Wolframzufuhr durch hydrothermale Lösungen im Gefolge der Granitintrusion zurück. Es erfolgt eine generelle Erhöhung der Wolframgehalte in den Kalksilikatgesteinen innerhalb der Kontaktaureole, ohne daß eine makroskopisch erkennbare Scheelitmineralisation auftritt.

Abb. 37 stellt die 'Marmore', Skarne und den Granit anhand ihres La/Th- bzw. Th/Ta-Verhältnisses dar. Die jeweiligen Elementgehalte sind im Granit am höchsten, in den 'Marmoren' am niedrigsten. La korreliert positiv mit Th ($r = 0.95$, d.h. Signifikanzniveau 99 %) und Th positiv mit Ta ($r = 0.91$, d.h. Signifikanzniveau 99 %). Aus der Verteilung der Probenpunkte läßt sich auf eine Zufuhr von La, Th und Ta aus dem Granit bei der Kontaktmetamorphose schließen.

	$\bar{x}$	s	min	max
Haupt- und Nebenelemente in Gew.-% (n = 8)				
SiO ₂	46.60	9.6	33.27	63.02
Al ₂ O ₃	11.25	2.6	8.70	16.12
Fe ₂ O ₃ *	2.69	1.2	1.51	4.40
MgO	2.24	.4	1.52	2.71
CaO	31.55	8.2	13.81	41.40
Na ₂ O	1.19	.4	.46	1.71
K ₂ O	.73	.5	.04	1.50
TiO ₂	.48	.1	.33	.63
P ₂ O ₅	.43	.2	.20	.78
MnO	.19	.1	.11	.43
G. V.	1.04	.7	.32	3.09
Summe	98.39			
Spurenelemente in ppm (EDRFA, n = 8)				
V	40	34.0	17	121
Cr	n.b.			
Co	4	1.8	2	6
Ni	49	14.1	25	69
Cu	108	77.5	41	260
Zn	n.b.			
Ga	44	17.7	24	84
Rb	12	19.2	Sp	51
Sr	2596	856.6	1349	3549
Y	7	12.1	Sp	36
Zr	74	12.1	Sp	202
Pb	n.b.			
Spurenelemente in ppm (NAA, n = 7)				
Sc	7	2.4	4	11
As	44	21.0	9	69
Se	Sp			
Sn	547	340.4	Sp	934
Sb	8.7	11.6	Sp	29
Cs	2	1.0	Sp	3
Ba	265	272.0	Sp	693
Hf	n.b.			
Ta	1.0	.2	.8	1.3
W	3101	1752.1	611	6220
Au (ppb)	11	10.7	Sp	32
Th	5	1.3	3	7
U	4	1.9	2	8
La	20	6.5	12	32
Ce	48	20.5	20	85
Nd	25	15.9	Sp	48
Sm	4.2	1.4	2.3	6.9
Eu	1.0	.4	.6	1.6
Tb	.9	.2	.8	1.2
Yb	1.5	.7	.6	2.9
Lu	.2	.1	.1	.4
Fe ₂ O ₃ * : Gesamteisen als Fe ₂ O ₃				

	$\bar{x}$	s	min	max
Haupt- und Nebenelemente in Gew.-% (n = 12)				
SiO ₂	58.93	13.2	45.31	81.53
Al ₂ O ₃	8.26	3.5	5.13	15.38
Fe ₂ O ₃ *	3.00	1.7	1.22	6.23
MgO	2.36	1.3	.92	4.74
CaO	23.01	11.2	4.54	36.95
Na ₂ O	1.41	1.2	.01	3.48
K ₂ O	.98	.5	.45	2.18
TiO ₂	.54	.2	.35	.87
P ₂ O ₅	.23	.1	.07	.32
MnO	.16	.2	.01	.60
G. V.	1.45	.4	1.03	2.36
Summe	100.33			
Spurenelemente in ppm (EDRFA, n = 12)				
V	52	50.2	Sp	153
Cr	24	17.0	Sp	57
Co	3	1.8	Sp	7
Ni	20	13.1	Sp	41
Cu	14	16.5	Sp	51
Zn	34	43.9	Sp	121
Ga	35	20.8	14	83
Rb	30	18.1	Sp	62
Sr	1564	659.3	738	2644
Y	16	18.4	Sp	47
Zr	200	187.0	41	543
Pb	71	62.6	12	190
Spurenelemente in ppm (NAA, n = 6)				
Sc	11	6.2	5	19
As	23	32.7	5	89
Se	Sp			
Sn	Sp			
Sb	1.6	1.5	Sp	4.6
Cs	3	2.4	Sp	7
Ba	166	125.6	Sp	320
Hf	6	.8	4	10
Ta	1.0	.4	.5	1.5
W	5	2.3	2	9
Au (ppb)	5	10.2	Sp	26
Th	7	6.2	5	10
U	5	1.7	2	7
La	26	5.4	20	35
Ce	53	9.1	40	68
Nd	26	4.4	21	34
Sm	5.9	1.2	4.2	7.8
Eu	1.3	.4	.6	1.8
Tb	.8	.2	.5	1.1
Yb	1.7	1.0	.1	3.1
Lu	.3	.1	.2	.4
Fe ₂ O ₃ * : Gesamteisen als Fe ₂ O ₃				

Tab.10: Durchschnittliche Elementgehalte der Skarne im Scheelitvorkommen von Aldea del Obispo. Linke Hälfte: scheelitführende Skarne (≥ 10 ppm W); rechte Hälfte: scheelitfreie Skarne (≤ 10 ppm W); $\bar{x}$ = Mittelwert; s = Standardabweichung; min = Minimalwert; max = Maximalwert

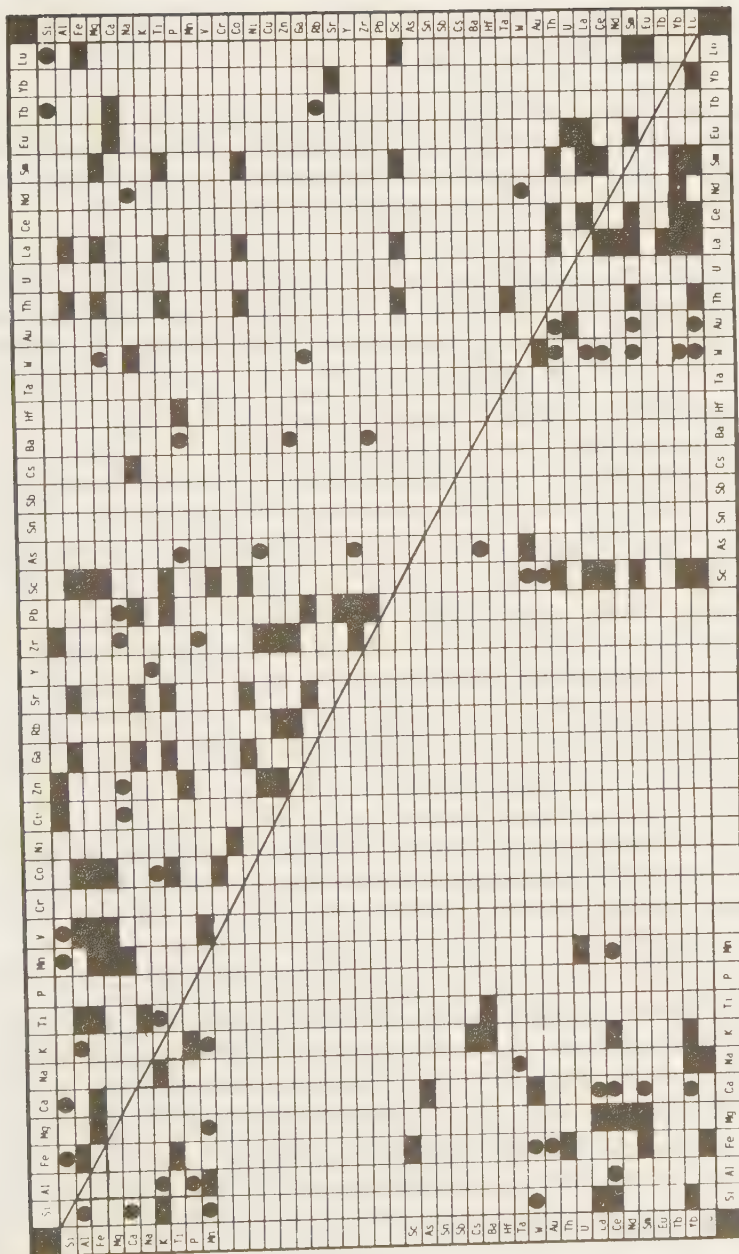


Abb. 38: Korrelationsmatrix der Skarne von Aldea del Obispo (Barca d'Alva)
 (●) positive Korrelation
 () negative Korrelation
 in Klammern: Anzahl der Analysen durch EDIFA / Anzahl der Analysen durch NAA
 unterer Teil : Wolfram > 10 ppm (n = 8/7)
 oberer Teil : Wolfram < 10 ppm (n = 12/6)
 Signifikanzniveau 95 % (90 % für W)

Das SEE-Verteilungsmuster (Abb. 39) unterstreicht die Zunahme der SEE-Gehalte bei der Skarnbildung. Die 'Marmore' weisen deutlich niedrigere Gehalte als die Skarne auf.

Im folgenden Abschnitt werden die scheelitführenden und die scheelitfreien Skarne miteinander verglichen, um charakteristische Begleitelemente der Scheelitvererzung nachzuweisen. Die entsprechenden Haupt-, Neben- und Spurenelementgehalte sind der Tabelle 10 zu entnehmen.

Bei den Haupt- und Nebenelementen fallen vor allem Unterschiede im SiO_2 - und CaO -Gehalt auf. Die Scheelitmineralisation bevorzugt offensichtlich die primär karbonatreicheren Gesteinstypen. Die P_2O_5 -Gehalte erhöhen sich von 0.11 % in den 'Marmoren' auf 0.23 % in den scheelitfreien und auf 0.43 % in den scheelitführenden Skarnen.

Abbildung 36 B zeigt die Spurenelementgehalte der beiden Skarntypen. Die W- und Sn-Gehalte beinhalten sicherlich die spektakulärsten Unterschiede zwischen beiden Skarntypen, doch fallen daneben die deutlich höheren As-, Sb-, Ba-, und Au-Konzentrationen der scheelitführenden Skarne auf. Die Korrelationsmatrizen der beiden Skarntypen (Abb. 38) belegen in der Gruppe der scheelitführenden Skarne eine negative Korrelation des W mit Si, Fe, Sc, Th und den SEE La, Ce, Sm, Yb und Lu und eine positive Korrelation zu CaO, As und Au. Für eine zusammenfassende Diskussion des Phänomens einer negativen Korrelation zwischen W und den SEE (bis auf Nd, Eu und Tb) sei auf Kapitel 5 verwiesen.

Das Verteilungsmuster der SEE der beiden Skarntypen (Abb. 39) unterscheiden sich kaum. Die vererzten Skarne weisen zumeist geringere SEE-Gehalte auf. Lediglich Tb zeigt in den scheelitführenden Skarnen eine leichte Erhöhung der Gehalte.

Die geochemischen Untersuchungsergebnisse ermöglichen eine klare Trennung der 'Marmore' von den Skarnen anhand ihrer Haupt-, Neben- und Spurenelementgehalte. Der geochemische Vergleich der scheelitführenden und der scheelitfreien Skarne weist Sn, F, As, Sb, Ba und Au als charakteristische Begleitelemente der Scheelitvererzung nach.

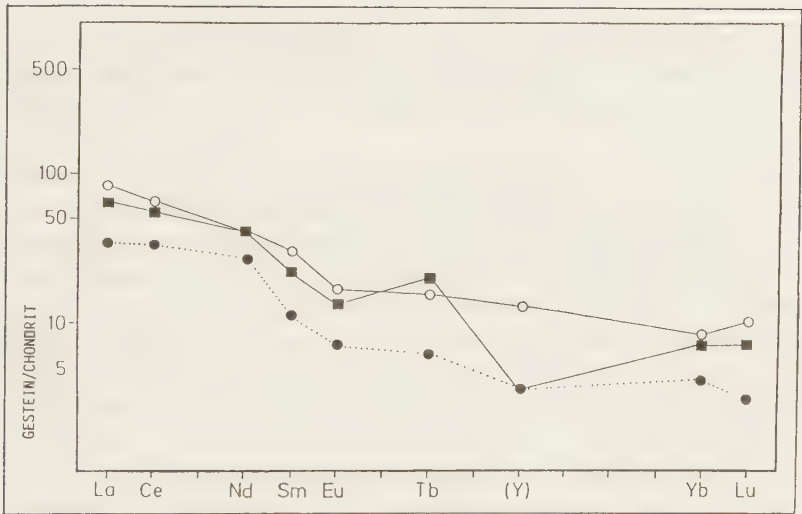


Abb. 39: SEE-Verteilungsmuster der scheelitführenden Skarne (■, n = 7), der scheelitfreien Skarne (○, n = 6) und der 'Marmore' (●, n = 3)

4.8.8 Die Scheelitmineralisation

Scheelit tritt im Untersuchungsgebiet in zwei verschiedenen Skarntypen, Quarz-Gängen sowie in Bleichungszonen am Kontakt des Granits von Banobarez zu Glimmerschiefern auf.

Scheelitführende Skarne konzentrieren sich am Oberlauf des Arroyo de Nuestra Senora (Abb. 32). Anstehend weisen sie nur sporadisch eine Scheelitmineralisation auf. Der Großteil der Vererzung ist offensichtlich bereits erodiert. Die reichsten Erzproben fanden sich in großen Blöcken in Feldbegrenzungsmauern. Neben dieser "Hauptvererzung" wurde eine sporadische, meist spurenhafte Scheelitmineralisation in den Skarnen des gesamten Arbeitsgebietes nachgewiesen.

Das Scheelitvorkommen von Aldea del Obispo enthält zwei unterschiedliche Vererzungsformen. Im ersten Skarntyp (Quarz-Plagioklas-Vesuvian-Wollastonit-Diopsid-Skarn) folgen feinkörniger Scheelit, Powellit, Cassiterit und Fluorit als dünner Saum bevorzugt dem Kontakt zwischen Wollastonit- und Quarz-Plagioklas-Diopsid-Lagen.

In den Vesuvian-Skarnen (2. Skarntyp) und in den Gesteinen am Kontakt des Granits von Banobarez zu Glimmerschiefern (s.u.) sind Scheelit- und Powellit porphyroblastisch ausgebildet und wolzig-diffus im Gestein verteilt.

Im Bereich des aufgelassenen Bergbaus auf der Ostseite der Rivera de Dos Casas tritt Scheelit am Kontakt des Granits von Banobarez zu den dort anstehenden Glimmerschiefern auf. Schürfgräben folgen dieser Kontaktzone auf einer streichenden Erstreckung von ca. 200 m. Die Abbaue stammen nach PELLITERO PASCUAL (1983) aus der Zeit des spanischen Bürgerkrieges. Scheelit findet sich zusammen mit Arsenkies und Wolframit (Scheelit-Wolframit-Pseudomorphosen) in Quarz-Gängen bzw. zusammen mit Arsenkies in kontaktnahen Bleichungszonen innerhalb des Granits und der Glimmerschiefer.

4.8.8.1 Die Genese der Scheelitmineralisation

Folgende Argumente sprechen für eine Wolframzufuhr, die genetisch auf die Intrusion des Granits von Banobarez zu beziehen ist:

1. Die Scheelitmineralisation ist vor allem an Skarne, und zwar an die kontaktnahen Bereiche der Skarne gebunden.
2. Außerhalb der Kontaktaureole finden sich keine Wolframvererzungen.
3. Die Entstehung der Skarne ist eindeutig auf die Granitintrusion zu beziehen. Kontaktmetamorphose und Kontaktmetasomatose bewirkten eine weitgehende Umkristallisation des Mineralbestands der regionalmetamorph geprägten 'Marmore'. In den Quarz-Plagioklas-Vesuvian-Wollastonit-Diopsid-Skarnen verlief die Skarnbildung unter Beibehaltung des regionalmetamorphen Lagengefüges der 'Marmore'. In den Vesuvian-Skarnen wird das regionalmetamorphe Gefüge fast vollständig aufgelöst. In den untersuchten Gesteinsproben beider Skarntypen war keine spätere Deformation nachweisbar.
4. Fluorit und Cassiterit begleiten die Scheelitvererzung in den Skarnen. In scheelitfreien Skarnen oder außerhalb der Kontaktaureole wurden diese Minerale nicht nachgewiesen. Scheelit und Fluorit treten stets gemeinsam auf. Die Paragenese F-Sn-W spricht eher für einen Granit als Erzbringer.
5. Aus dem Vergleich der Haupt-, Neben und Spurenelementgehalte der 'Marmore' mit denen der Skarne geht hervor, daß mit der Skarnbildung Stoffverschiebungen verbunden waren. Die Stoffverschiebungen treten innerhalb eines einzigen stratigraphischen Niveaus in Annäherung an

den Granit auf. Diese Änderungen im Chemismus können durch eine reine Thermometamorphose nicht erklärt werden. Sie deuten vielmehr auf eine kontaktmetasomatische Skarnbildung und gleichzeitige F-, Sn- und W-Zufuhr hin.

Die petrographischen und geochemischen Befunde lassen eine Wolframzufuhr durch den Granit von Banobarez wahrscheinlich erscheinen. Die Abbildung des regionalmetamorphen Gefüges durch die Scheelitmineralisation und die für eine Skarnvererzung ungewöhnlich feinkörnige Scheelitführung ohne eine begleitende Sulfidvererzung mögen gegen diese Deutung sprechen und zunächst auf eine präintrusive, vermutlich bereits synsedimentär-diagenetische Scheelitvererzung schließen lassen. Die petrographischen Untersuchungen zeigen jedoch, daß bei der Skarnbildung das regionalmetamorphe Gefüge (1. Regionalmetamorphose). Die Art der Vererzung (feinkörnige Scheelitführung am Kontakt zwischen Wollastonit- und Diopsid-Quarz-Plagioklas-Lagen) ist möglicherweise durch die petrographische Zusammensetzung der 'Marmore' zu erklären. Die weitgehend monomineralisch ausgebildeten Wollastonit-Lagen werden als ehemals calcitbetonte Bereiche angesehen. Nach MASCH (1977) ist für die verschiedenen Reaktionen bei der Skarnbildung die Permeabilität der 'Marmore' für die $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ -Gasphase wichtiger als der Stoffbestand. Eine unterschiedliche Permeabilität und eine wechselnde mineralogische Ausgangszusammensetzung einzelner Lagen begünstigte u.U. die Abbildung des regionalmetamorphen Gefüges bei der Skarnbildung. Ähnliche Phänomene beschreiben KERRICK et al. (1976) in kontaktmetamorphen Marmoren der Sierra Nevada (symmetrische Anordnung von Wollastonit-Lagen um eine Kalksilikatfelslage aus Plagioklas und Diopsid). Sie führen diesen symmetrischen Aufbau ebenfalls auf die unterschiedliche Permeabilität der Gesteinslagen zurück.

Aus diesen Beobachtungen geht hervor, daß die Art der Scheelitvererzungen nicht zwingend eine spätestens synkinematische Platznahme des Scheelits bedeutet. Bei der Entstehung der Skarne von Aldea del Obispo ist möglicherweise die unterschiedliche Permeabilität der 'Marmore' ausschlaggebend. Die Diffusion der Restlösungen des Granits erfolgte vor allem durch permeablere Lagen der 'Marmore' (die in Kap. 4.8.5.3 beschriebenen Hellglimmer-Albit-Quarz-Karbonat-Lagen). Am Kontakt zu den calcitbetonten Lagen erfolgte die Abscheidung des Scheelits.

Das gemeinsame Auftreten von Scheelit, Cassiterit und Fluorit spricht für einen W- und Sn-Transport durch fluorhaltige Lösungen (Fluorid-Komplexe). Nach WILSON et al. (1983) läßt sich aus dem gemeinsamen Auftreten von Cassiterit und Fluorit in hydrothermalen Sn-Lagerstätten darauf schließen, daß das Sn in der Lösung als Fluorid-Komplex transportiert wurde. Nach JACKSON & HELGESON (1985) ist ein Sn-Transport als Fluorid-Komplex allerdings nur bei sehr hohen F-Gehalten möglich. Die Frage des W-Transportes wird in Kapitel 5 zusammenfassend behandelt.

Die vorliegenden Befunde erlauben keine sichere genetische Deutung der Scheelitvererzungen von Aldea del Obispo. Die Geländebefunde und die Ergebnisse der Laboruntersuchungen lassen allerdings eine Zuordnung des Scheelitvorkommens zur Gruppe der kontaktmetasomatischen Vererzungen mit einer Wolframzufuhr im Gefolge der Granitintrusion von Banobarez wahrscheinlicher erscheinen als eine primär synsedimentär-diagenetische Entstehung.

4.9 Die Scheelitvorkommen von Perales del Puerto

4.9.1 Einführung

Perales del Puerto liegt 80 km nordnordwestlich der Provinzhauptstadt Cáceres an der Verbindungsstraße nach Ciudad Rodrigo.

Die Scheelitmineralisation ist an einen Südost-Nordwest-streichenden Lamprophyr-Gang gebunden, der sich über eine streichende Erstreckung von mehr als 7 km verfolgen läßt. Die maximal 5 m mächtigen Ganggesteine intrudierten subparallel Glimmerschiefer des Schiefer-Grauwacken-Komplexes. Die Intrusion muß aufgrund der Geländebefunde nach der Hauptschieferung der Glimmerschiefer, aber noch vor der letzten Faltungsphase stattgefunden haben. Intensiv zerscherte Glimmerschiefer in der bis zu zwei m breiten nordöstlichen Kontaktzone sprechen für erhebliche Bewegungen entlang dieser Gesteinsgrenze. Im Nordwesten schneidet der Granit von Jalama den Lamprophyr-Gang ab. Im äußersten Südosten endet er etwa 1500 m südöstlich des Perales-Gipfels (Abb. 40).

Im Osten und Nordwesten des Untersuchungsgebietes sind die Randbereiche großer Granitkomplexe aufgeschlossen. Die phyllitischen Rahmengesteine wurden durch diese Intrusionen in weiten Teilen des Arbeitsgebietes zu Fleckschiefern thermometamorphosiert.

SAAVEDRA & PELLITERO PASCUAL (1981) erwähnen die Scheelitvererzung und deren Bindung an basische Ganggesteine. Die Autoren gehen nicht näher auf die Genese des Scheelitvorkommens ein, betonen aber, daß nach ihrer Meinung keine genetische Beziehung zwischen der Intrusion des Gangs und der Bildung der Scheelitvererzung besteht.

4.9.1.1 Problemstellung

Alterierte Ganggesteine und wenige cm mächtige, weißlich-graue Skarnoidgängchen innerhalb des Lamprophyr-Gangs sind die vorherrschenden Trägergesteine der Scheelitmineralisation. Scheelit wurde im gesamten Gangverlauf nachgewiesen.

Die Untersuchungen sollten klären, ob die Scheelitvererzung auf eine Mobilisation eines primär erhöhten Wolframgehalts der basischen Ganggesteine zurückzuführen ist, oder ob Wolfram durch hydrothermale Lösungen zugeführt wurde. Hydrothermale Alterationen sind sowohl in den Lamprophyren als auch in den Glimmerschiefern erkennbar.

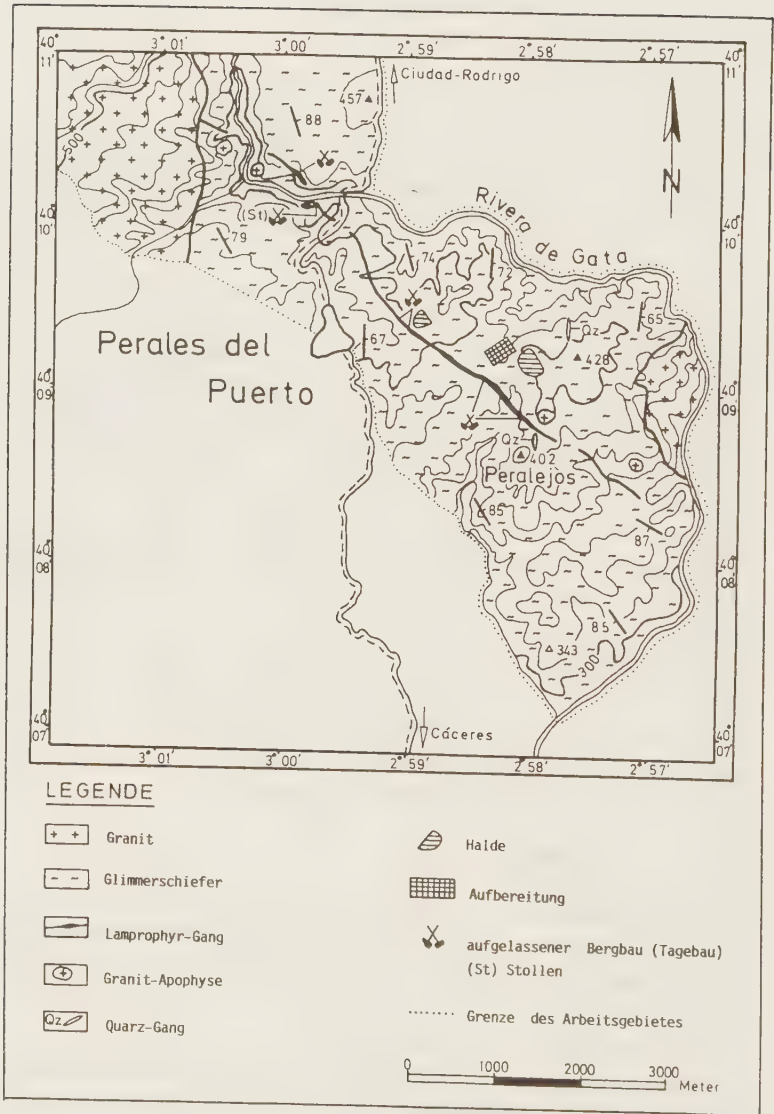


Abb. 40: Geologische Karte des Untersuchungsgebietes von Perales del Puerto. Eigene Kartierung auf der Grundlage der topographischen Karte von Spanien, Maßstab 1 : 50 000, Blatt 573, Gata und Blatt 596, Cilleros.

Sollte sich die Annahme einer hydrothermalen Wolframzufuhr bestätigen, gilt dem Zeitpunkt dieser Zufuhr besonderes Interesse. Handelt es sich um einen hydrothermalen Nachhall der Lamprophyrbildung oder lassen sich die hydrothermalen Lösungen genetisch auf die spätere Granitintrusion beziehen?

4.9.2 Petrographie

4.9.2.1 Glimmerschiefer

Die Glimmerschiefer bilden die Rahmengesteine, die von dem Lamprophyrgang durchschlagen wurden. In Mineralbestand und Habitus stimmen sie mit den Glimmerschiefern im Scheelitvorkommen von Aldeia de Sta. Margarida überein.

Hauptgemengteile: Quarz, Hellglimmer

Nebengemengteile: Biotit, Chlorit

Akzessorien: Apatit, Albit, Zirkon, Titanit, Rutil, opake
Erzminerale

Quarz, Hellglimmer, Biotit (Biotit I) und Chlorit bilden ein lepidoblastisches Gefüge. Die leichte Verformbarkeit der Gesteine begünstigte die Anlage einer zweiten Schieferung, die unter Ausbildung von kink-bands die erste Schieferung in einem Winkel von $50 - 55^{\circ}$ schneidet.

Am Kontakt der Glimmerschiefer zu dem Lamprophyrgang wurden an einigen Punkten Turmalinfelse angetroffen. Die Bildung dieser Gesteine wird im Kapitel 4.9.3 behandelt.

Die Glimmerschiefer wurden in weiten Teilen des Arbeitsgebietes zu Fleckschiefern thermometamorphosiert, was eine teilweise Auflösung des regionalmetamorphen Lagengefüges bewirkte.

U.d.M. sind die mehrere mm großen, richtungslos angeordneten, dunklen Mineralneubildungen als Biotit-Poikiloblasten (Biotit II) zu erkennen. Sie umschließen Quarz und sind bereits weitgehend in Chlorit umgewandelt.

4.9.2.2 Lamprophyr

Die dunkelgrünen, fein- bis mittelkörnigen Gesteine lassen sich über eine streichende Erstreckung von nahezu 7 km verfolgen. Sie fehlen in den

tief eingeschnittenen Tälern im Nordwestteil des Arbeitsgebietes. In den morphologisch höher gelegenen Abschnitten ist offensichtlich der tiefste Anteil der Ganggesteine aufgeschlossen.

Modalbestand:										
Nr.	Akt	Ab	Qz	Bi	Klz	Chl	Hgli	Ti	Erz	Akz
PP P	54.2	23.9	3.1	2.0	4.2	.4	.3	1.6	9.9	.4
PP 83		36.0	1.2	49.0	1.0			.8	11.4	.6
PP P: frischer Lamprophyr					PP 83: alterierter Lamprophyr					

Aktinolith-Leisten ($Z \wedge c = 15^\circ$) durchspießen das fein- bis mittelkörnige Grundgewebe aus Albit, Quarz, Klinozoisit und opaken Erzmineralen. Randliche Bleichung und Zerfall in ein Gemenge aus Biotit, Chlorit und Klinozoisit sind charakteristisch für die Aktinolith-Zersetzung. Die Umwandlung von Aktinolith in Biotit spricht laut TRÖGER (1969) für eine Kaliumzufuhr. Albit ist ein feinkörniger Gemengteil der Matrix. Die z.T. verzwillingten Körner (Albit-Gesetz) sind meist weitgehend serizitisiert. Sie stellen die erste Albit-Generation. Die zweite Albit-Generation wird durch grobkörnige, kaum serizitisierte Albit-Poikiloblasten in den alterierten Ganggesteinen gebildet. Der Übergang von den relativ frischen, kaum alterierten Ganggesteinen zu den alterierten Varietäten dokumentiert sich makroskopisch in einer Verfärbung der Gesteine (gelb-braun Färbung der alterierten Gesteine). U.d.M. fällt eine Albit-Zunahme und gleichzeitige Kornvergrößerung (Albit-Poikiloblasten), das Fehlen von Aktinolith und das Auftreten von grobkörnigem Scheelit, Magnetkies und Arsenkies auf. Gehalte bis zu 2 % WO_3 gemäß lichtoptischer Abschätzung sind in Handstücken dieser alterierten Ganggesteine keine Seltenheit.

4.9.2.3 "Skarnoide"

Die weißlich-grauen "Skarnoid"-Gängchen sind im Durchschnitt nur wenige cm mächtig. ARIBAS (pers. Mitteilung) beschreibt das Auftreten der "Skarnoide"-Gängchen anhand seiner Untertage-Studien als ein System von Fiederklüften. Daneben treten dünne Gängchen am Kontakt zwischen Lamprophyr und Glimmerschiefer auf. Makroskopisch fallen die großen Albit-, Quarz-, Scheelit- und Klinozoisit-Körner auf. Der Name "Skarnoid" wurde als Lokalbezeichnung von COATES (1980) benutzt und von ARIBAS (pers. Mitteilung) übernommen.

Bei der lichtoptischen Untersuchung stellte sich heraus, daß es sich um zwei Gesteinstypen handelt:

Im ersten Typ sind Klinoisit und Calcit die Hauptgemengteile; Albit, Chlorit, Quarz, Apatit, Muskovit, Fluorit, Scheelit und opake Erzminerale sind Nebengemengteile bzw. akzessorische Minerale. Das Gefüge ist serialporphyrisch entwickelt. Calcit zeigt deutliche Resorptionserscheinungen gegen Klinoisit und Scheelit.

Der Kontaktsaum der Lamprophyre zu den "Skarnoiden" zeichnet sich durch eine hydrothermale Zersetzung von Aktinolith in Biotit, Chlorit und Klinoisit aus. Die Entstehung der "Skarnoid"-Gängchen geht auf Scherbewegungen entlang des Lamprophyr-Gangs und die Bildung von Fiederspalten zurück, die sich nach dem Aufreißen vermutlich mit Calcit und Quarz füllten. Später dienten diese Gängchen als Wegsamkeit für hydrothermale Lösungen. Diese Lösungen zeichnen für die Zusammensetzung des jetzigen Mineralbestands verantwortlich.

Im zweiten Gesteinstyp stellen Quarz und Albit die Hauptgemengteile unter Bildung eines intra-granularen Implikationsgefüges. Tafeliger Muskovit und grobkörniger Scheelit sind als Nebengemengteile zu nennen. Aufgrund ihrer Mineralparagenese lassen sich diese Gängchen nicht unter dem Begriff "Skarnoid" zusammenfassen. Es dürfte sich vielmehr um Aplit- bzw. Pegmatit-Gängchen handeln, die sich im Gefolge der Granitintrusion bildeten und später hydrothermal alteriert wurden.

Der Name "Skarnoid" bezieht sich im weiteren Text jeweils auf die zuerst beschriebene Gesteinsvarietät.

4.9.2.4 Granit

Mittel- bis grobkörnige, teils porphyrische Zweiglimmer-Granite stellen den Hauptteil der sauren Intrusiva im Bereich von Perales del Puerto. Die Metasedimentserien des Arbeitsgebietes grenzen im Nordwesten an das Granitmassiv von Jalama, das durch SAAVEDRA & PELLITERO PASCUAL (1973, 1981) und SAAVEDRA et al. (1977) bearbeitet wurde. Diese Autoren unterscheiden eine granodioritische Zentralzone und einen eher granitischen Randbereich. Zahlreiche gangförmige Cassiterit-Wolframit-Vererzungen sind an diesen Randbereich bzw. an die Kontaktzone zu den umgebenden Glimmerschiefern gebunden.

SAAVEDRA & PELLITERO PASCUAL (1981) beschreiben die gangförmigen Vererzungen und betonen vor allem die Rolle des Fluors als wichtiger Komponente der erzbringenden Lösungen.

Die Granit-Apophysen in der Nähe des Lamprophyrgangs zeigen ein fein- bis mittelkörniges, granoblastisches Gefüge aus Quarz und Albit. Muskovit ist die vorherrschende Glimmerkomponente, während Biotit, Apatit und opake Erzminerale nur als akzessorische Bestandteile aufscheinen.

4.9.2.5 Metamorphose

Im Arbeitsgebiet ist eine Regionalmetamorphose und eine jüngere Kontaktmetamorphose zu unterscheiden.

Die Glimmerschiefer wurden zwei prograden Metamorphosen (eine Regionalmetamorphose, eine Kontaktmetamorphose) und einer retrograden Metamorphose unterworfen. Die Diaphthorese ist einer Phase nach der Intrusion des Granits zuzuordnen. Sie steht vermutlich in genetischem Zusammenhang mit der zuvor erwähnten zweiten Deformationsphase.

Regionalmetamorphose:

Die Mineralparagenese der Glimmerschiefer - Quarz + Albit + Hellglimmer + Biotit + Chlorit - spricht für eine niedriggradige Regionalmetamorphose, die die Stabilität von Biotit erreicht ("low grade"-Metamorphose im Sinne von WINKLER, 1979).

Kontaktmetamorphose:

Die Kontaktmetamorphose bewirkt in weiten Teilen des Arbeitsgebietes eine thermometamorphe Überprägung der Gesteine. In den Glimmerschiefern ist lediglich die Bildung von Biotit-Poikiloblasten auf die Kontaktmetamorphose zurückzuführen. Dies läßt auf Bedingungen einer niedriggradigen Kontaktmetamorphose in den Gesteinen des Arbeitsgebietes schließen.

Da der Lamprophyr-Gang die Glimmerschiefer nach deren Hauptschieferung und der regionalmetamorphen Prägung durchschlagen hat, wurden die Ganggesteine nur von der Kontaktmetamorphose erfaßt. Aufgrund der späteren hydrothermalen Alteration sind retrograde Mineralumwandlungen (Aktinolith in Biotit, Chlorit und Klinozoisit) häufig zu beobachten.

Eine Diaphthorese läßt sich in den Glimmerschiefern nachweisen. Biotit wandelt sich in Chlorit um. Die Umwandlungen betreffen sowohl den regionalmetamorph gebildeten Biotit I als auch den kontaktmetamorph gesproßten Biotit II.

4.9.3 Geochemie

Erhöhte Wolframkonzentrationen (> 5 ppm W) sind ausschließlich an stark alterierte Gesteinsproben gebunden. Die frischen Gesteine weisen ausnahmslos geringe Wolframgehalte auf (Sp bis 3 ppm W in den Proben 6, 3, 18, 20, 28, 29). Eine sichere Trennung der frischen von den alterierten Gesteinen ist nur u.d.M. möglich. Der in Tabelle 11 angegebene Wolframgehalt der basischen Gesteine (15 ppm W) ist der Durchschnittswert aller analysierten Proben.

Die Wolframgehalte der frischen Lamprophyr-Proben entsprechen in etwa dem von WIENDL (1968) genannten Mittelwert für basaltische Gesteine (1.17 ppm W). Aufgrund der niedrigen Wolframgehalte in frischen Lamprophyr-Proben erscheint es unwahrscheinlich, daß die Scheelitmineralisation auf eine Mobilisation primär erhöhter Wolframgehalte aus den basischen Ganggesteinen zurückgeht.

Die folgenden Ausführungen gehen von einer hydrothermalen Wolframzufuhr aus.

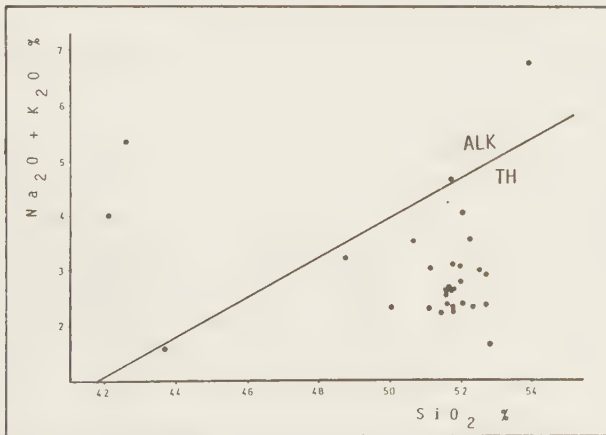


Abb. 41: $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ - Variationsdiagramm nach MAC DONALD & KATSURA (1964). ALK = Alkali-Basalte, TH-Tholeiite. Das Diagramm stellt den Chemismus der Lamprophyre dar. Die z.T. erhebliche Streuung der $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ - bzw. SiO_2 -Gehalte wird auf hydrothermale Alterationen zurückgeführt.

	$\bar{x}$	s	min	max
Haupt- und Nebenelemente in Gew.-% (n = 27)				
SiO ₂	51.73	1.0	48.72	53.88
Al ₂ O ₃	13.89	1.3	12.32	19.77
Fe ₂ O ₃ *	13.51	1.3	8.96	17.43
MgO	5.28	.6	2.96	6.33
CaO	6.97	2.1	.77	8.47
Na ₂ O	2.19	.8	1.30	5.79
K ₂ O	.75	.6	.18	2.69
TiO ₂	3.27	.5	1.09	3.64
P ₂ O ₅	.36	.1	.10	.43
MnO	.18	.0	.10	.30
G. V.	1.73	1.4	.04	5.03
Summe	99.86			
Spurenelemente in ppm (EDRFA, n = 27)				
V	600	122.2	186	879
Cr	121	59.4	Sp	246
Co	47	8.2	31	75
Ni	90	29.1	46	196
Cu	58	14.0	40	95
Zn	93	17.6	62	133
Ga	24	2.6	20	32
Rb	72	66.1	31	356
Sr	275	82.8	48	379
Y	43	4.0	33	55
Zr	318	33.5	260	402
Pb	62	62.1	11	283
Spurenelemente in ppm (NAA, n = 9)				
Sc	37	6.4	30	49
As	358	269.1	30	755
Se	1	.4	Sp	2
Sb	1	.4	.1	1
Cs	10	7.9	Sp	27
Ba	157	134.4	Sp	421
Hf	6	1.6	3	8
Ta	2	.8	.8	3.2
W	15	33.1	Sp	103
Au (ppb)	10	12.4	Sp	37
Th	3	.5	2	3
U	1	.3	Sp	2
La	19	8.9	Sp	25
Ce	36	18.0	4	74
Nd	42	19.9	8	73
Sm	7.3	2.2	1.7	9.4
Eu	2.6	1.1	1.7	4.6
Tb	1.2	.3	.6	1.7
Yb	2.9	.5	1.8	3.4
Lu	.4	.1	.2	.6
Fe ₂ O ₃ * : Gesamtisen als Fe ₂ O ₃				

Tab. 11: Durchschnittliche Elementgehalte der Lamprophyre von Perales del Puerto; $\bar{x}$ = Mittelwert, s = Standardabweichung, min = Minimalwert, max = Maximalwert

Die Haupt-, Neben- und Spurenelementgehalte der Lamprophyre von Perales del Puerto sind Tab. 11 zu entnehmen. Die frischen Gesteine weisen einen tho-

leititischen Chemismus auf (Abb. 20 und Abb. 41). Gleichzeitig zeigt sich in Abb. 41 aber auch die Inhomogenität des Probenmaterials mit erheblichen Schwankungen im Alkali- und SiO_2 -Gehalt. Diese Schwankungen werden auf eine hydrothermale Alteration zurückgeführt.

Die Korrelationsmatrix der basischen Gesteine (Abb. 42) enthüllt eine Vielzahl von Korrelationen der Elemente untereinander. Wolfram ist positiv mit Rb, negativ mit CaO, Sr, Y, Zr, Hf und den SEE La, Ce, Nd, Sm und Yb verbunden.

Die chemische Ähnlichkeit der einzelnen SEE bewirkt deren gleichartiges Verhalten, so daß die Vielzahl übereinstimmender Korrelationen nicht überrascht. Jedoch fällt eine Sonderstellung von Eu und Tb auf, die nur selten mit anderen Elementen korreliert sind und vor allem in der Gruppe der SEE kaum Korrelationen aufweisen (Ausnahme: Eu/Nd). Eine mögliche Erklärung hierfür wäre, daß aufgrund der hydrothermalen Alteration einiger Lamprophyroproben das Verhältnis von Eu und Tb zu den übrigen SEE sowie zu weiteren gemessenen Elementen gestört ist. Obwohl die LSEE La, Ce, Nd und Sm sowie die SSEE Yb und Lu eine Vielzahl positiver und negativer Korrelationen mit anderen Elementen aufweisen, ist für Eu nur eine positive Korrelation mit Ta, für Tb eine positive Korrelation mit Ca und Th festzustellen.

Das SEE-Verteilungsmuster (Abb. 43) weist einige weitere Besonderheiten auf, die sich vor allem in den niedrigen LSEE-Gehalten der "Skarnoide" dokumentieren. Das Verteilungsmuster der "Skarnoide" spricht für eine Anreicherung der LSEE, die bei La, Ce und Sm besonders ausgeprägt ist. Nd und Eu sind gegenüber den weiteren gemessenen LSEE angereichert.

Ähnlichkeiten bestehen zwischen dem SEE-Verteilungsmuster der Lamprophyre und dem der "Skarnoide". La und Ce sind gegenüber Nd angereichert. Eu läßt keine negative Anomalie erkennen und scheint offensichtlich leicht angereichert zu sein. Im Verteilungsmuster der SSEE der Skarnoide fällt vor allem das Tb auf, das in diesen Gesteinen den höchsten Wert im Vergleich zu den übrigen SEE aufweist.

Eu läßt in den basaltischen Gesteinen und in den Skarnoiden eine Anreicherung erkennen. Diese relative Eu-Anreicherung könnte durch die Zersetzung von Feldspat und Biotit im Granit und eine Neubildung von Albit in den alterierten Lamprophyro-Gesteinen bedingt sein. Positive Eu-Anomalien

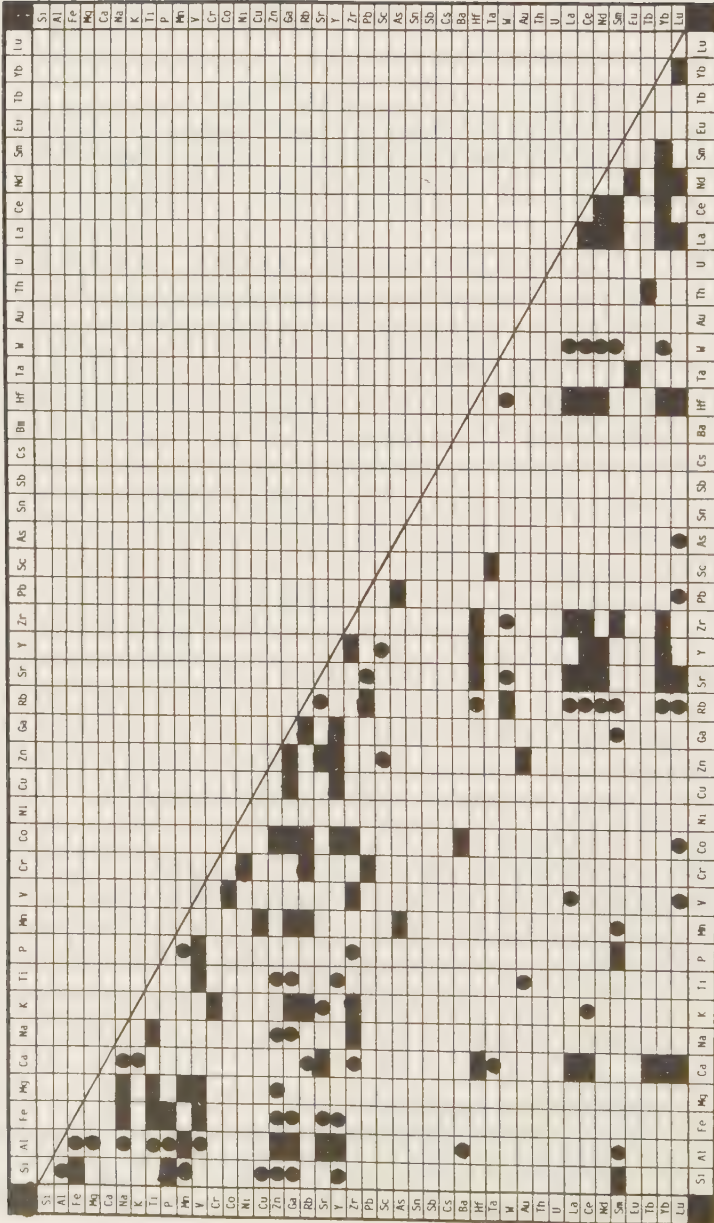


Abb. 42: Korrelationsmatrix der Lamprophyre von Perales del Puerto ($n = 27/9$)
 (■) positive Korrelation (●) negative Korrelation Signifikanzniveau 95 % (90 % für W)
 in Klammern: Anzahl der Analysen durch EDRFA / Anzahl der Analysen durch NAA

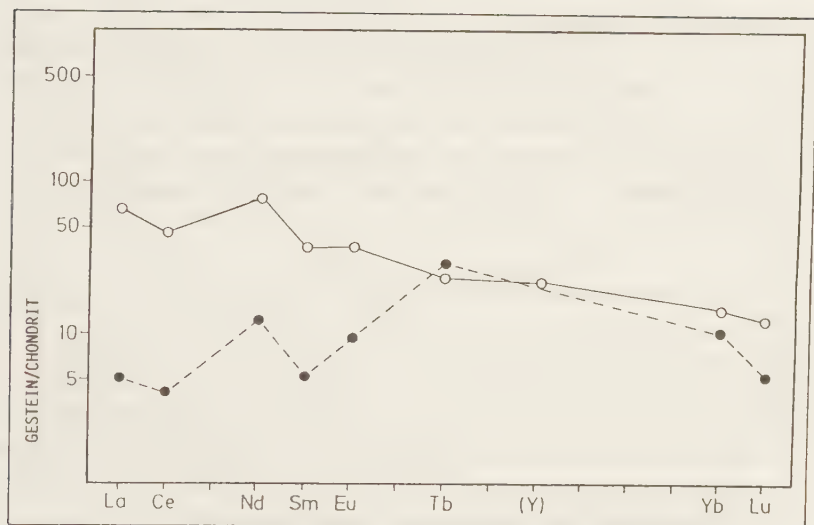


Abb. 43: SEE-Verteilungsmuster der Lamprophyre (○, n = 9) und der Skarnoiden (●, n = 2).

sind ein verbreitetes Kennzeichen von Feldspäten (MÖLLER & MORTANI, 1983). Hierin liegt möglicherweise eine Erklärung dafür, daß Eu kaum Korrelationen auf dem geforderten Signifikanzniveau (95 %) mit anderen Elementen aufweist. Kap. 5 behandelt das Verhalten der SEE bei der Bildung der scheelitführenden Trägergesteine und bringt Ergebnisse von SEE-Messungen an Einzelmineralen (Scheelit, Fluorit). Eine Scheelitprobe aus "Skarnoiden" des Scheelitvorkommens von Perales del Puerto weist eine deutlich positive Eu-Anomalie auf. Aus der Auswertung der Einzelmineralanalyse ergab sich allerdings kein Hinweis zur Deutung der Tb-Anreicherung in den "Skarnoid" Gängchen.

Die petrographischen Untersuchungen ließen bereits auf den Einfluß einer Kali-Metasomatose schließen. Rb ist als Element der Alkalien dem Kalium isochem und weist mit durchschnittlich 72 ppm (Maximalwert: 356 ppm) einen für basaltische Gesteine ungewöhnlich hohen Wert auf. WEDEPOHL (1972) gibt Rb-Werte von 2 - 40 ppm für verschiedene Basalttypen an. Abb. 42 belegt zudem eine positive Korrelation zwischen Rb und W. Der Pearson-Korrelationskoeffizient für W/K_2O ist ebenfalls positiv ($r = 0.66$; Signifikanzniveau 89.6 %).

Zusammenfassend ergeben sich aus dem Verteilungsmuster der LSEE Parallelen zwischen den Gesteinen des Lamprophyr-Gangs und den vererzten "Skarnoiden". Dies unterstreicht die Annahme einer hydrothermalen Überprägung der Lamprophyre und einer Bildung der "Skarnoiden" im Zusammenhang mit dieser Überprägung. Die Wolframzufuhr steht in enger genetischer Beziehung zu dieser hydrothermalen Alteration mit der gleichzeitig eine Anreicherung der Elemente K, Rb und Eu verbunden ist.

4.9.4 Die Scheelitmineralisation

Aufgelassene Abbaue (Tagebaue) sind in Abb. 40 dargestellt. Fast der gesamte Verlauf des Lamprophyr-Gangs ist durch kleine Schürfräben markiert. Die metallogenetische Karte Spaniens, 1 : 200 000, Blatt 43 - PLASENCIA - dokumentiert zusätzlich eine Sn-Vererzung im Gangbereich östlich der Ortschaft Perales del Puerto. Der zugehörige Tagebau läßt auf eine gangförmige, an Pegmatite gebundene Cassiteritvererzung schließen.

Scheelitanreicherungen sind an die "Skarnoiden" sowie an die Aplit- bzw. Pegmatit-Gängchen gebunden, in denen der Mo-freie Scheelit (blauweiße Fluoreszenzfarben) in Form grober Körner auftritt. Die gleiche Vererzungsform herrscht im stark zersetzten und gebleichten Lamprophyr. Der wolkgidiffus verteilte Scheelit wird hier von Magnetkies und Arsenkies begleitet. Gehalte bis zu 2 % WO_3 gemäß lichtoptischer Abschätzung sind in Handstücken keine Seltenheit.

Die "Skarnoiden" existieren nur in den Abschnitten des Lamprophyr-Gangs, in denen die Ganggesteine selbst größere Mächtigkeiten aufweisen (Abb. 40). Dies trifft besonders auf den Bereich nordwestlich des Perales und den Gangabschnitt in der Biegung der Rivera de Gata zu. Hier liegen auch die ehemaligen Scheelitabbaue. Es handelt sich um schmale Tagebaue mit einer Längserstreckung bis zu 100 m, einer Abbautiefe bis zu 10 m und einer Breite von max. 25 m. Diese Abbaubersuche datieren aus den 70er Jahren. Bisher ist es aber nicht gelungen, einen ausreichend großen Erzkörper nachzuweisen. Untertage-Aufschließungsarbeiten sind nördlich des Perales Gipfels durchgeführt worden. Die ehemalige Abbaue stehen größtenteils unter Wasser und sind dementsprechend nicht begehbar.

Scheelit ist fast über die Gesamtstreckung des Lamprophyr-Gangs nachweisbar. Daraus könnte man schließen, daß die Wolframzufuhr an die Intrusion der

Ganggesteine gebunden ist. Aufgrund der niedrigen Wolframgehalte in den frischen Lamprophyren (bis 3 ppm W) sind diese Ganggesteine als Träger primär erhöhter Wolframgehalte allerdings unwahrscheinlich.

Petrographische und geochemische Ergebnisse sprechen für eine Wolframzufuhr, die deutlich jünger als die Bildung des Lamprophyr-Gangs und genetisch auf eine hydrothermale Alteration im Gefolge der Granitintrusion zu beziehen ist:

1. Die Lamprophyre wurden zunächst von Scherbewegungen erfaßt. Bei der Durchbewegung rissen feine Fiederspalten auf, die sich vermutlich mit Calcit und Quarz füllten. Die Vererzung der Skarnoide erfolgte nach der Bildung der Lamprophyre.
2. Die hydrothermalen Lösungen sind die Ursache einer Alkalimetasomatose in den Lamprophyren. B, K, Rb, As, Eu und F zählen zu den charakteristischen Begleitelementen des Wolframs.
3. SAAVEDRA & PELLITERO PASCUAL (1981) betonen die Beteiligung von Fluor bei der Bildung der gangförmigen Cassiterit-Wolframit-Vererzungen, die sowohl im Untersuchungsgebiet als auch an verschiedenen Lokalitäten am Kontakt der Granite zu den umgehenden Metasedimentserien des Schiefer-Grauack-Komplexes aufgeschlossen sind (vgl.: Metallogenetische Karte Spaniens, 1 : 200 000, Blatt 43 - PLASENCIA).

Die zeitliche Aufeinanderfolge der Intrusion des Lamprophyr-Gangs, seiner tektonischen Deformation und der späteren Granitintrusion spricht für einen genetischen Zusammenhang zwischen Scheelitvererzung und hydrothermalen Wolframzufuhr im Gefolge der Granitintrusion. Zwei Faktoren bestimmen die Konzentration des Scheelits entlang des Lamprophyr-Gangs:

1. Aufgrund der Scherbewegungen fanden die hydrothermalen Lösungen entlang des Gangs die bessere Wegsamkeit im Vergleich zu den umgebenden Glimmerschiefern. Dabei diente vor allem ein System von Fiederspalten als Wegsamkeit.
2. Das hohe CaO-Angebot in den Fiederspalten (die jetzt als "Skarnoid"-Gängchen vorliegen) und den basischen Gesteinen begünstigte die Reaktion mit den wolframführenden Lösungen zur Abscheidung von Scheelit.

4.10 Das Scheelitvorkommen des Arroyo de Vallefrías

4.10.1 Einführung

Die Scheelitmineralisation 'Arroyo de Vallefrías' 3 km westlich von Navas del Rey (Provinz Madrid) wurde bei Prospektionsarbeiten im Auftrag von UNION CARBIDE CORPORATION im Herbst 1981 gefunden. Das Scheelitvorkommen liegt 100 m nördlich des Zusammenflusses zwischen dem Arroyo de Vallefrías und dem Arroyo de Valdezate in einer Höhe von 640 m.

Im Einzugsgebiet des Arroyo de Valdezate ist eine Serie von Paragneisen des Schiefer-Grauwacken-Komplexes aufgeschlossen. Im Norden folgen, durch eine Störung begrenzt, die Gesteine des 'Ollo de Sapo' (Augengneise). Eine Linse eines mittelkörnigen, abschnittsweise grobspätigen Marmors ist in die Paragneise eingelagert. Die Metasedimente werden von Granit-Apophysen und Pegmatit- bzw. Aplit-Gängen durchschlagen.

Die Scheelitmineralisation ist an den kalksilikatischen Kontaktbereich des Marmors gebunden.

4.10.2 Petrographie

Die petrographischen Untersuchungen konzentrieren sich auf die Beschreibung der metasomatischen Verdrängungen am Kontakt des Marmors zu einer Granit-Apophyse. Die Verdrängung verlief diskordant zur Lagenstruktur des Marmors. Granat (Grandit) und Diopsid sind kontaktmetamorph gesproßt und bewirken die auffällige farbliche Trennung der kalksilikatischen Kontaktzone zum hellen Marmor.

U.d.M.: Ein mittelkörniges, abschnittsweise auch grobspätig ausgebildetes Calcit-Dolomit Polygonalpflaster charakterisiert den Marmor. Der Übergang zu der kalksilikatischen Kontaktzone wird durch das Auftreten von Diopsid, Vesuvian (Poikiloblasten) und Klinozoisit eingeleitet. Die eigentlichen Skarne bestehen aus einem mittelkörnigen, dichten Diopsid-Granat-Gefüge. Granat beschränkt sich auf die kontaktnahen Abschnitte, in denen Calcit/Dolomit bereits vollständig verdrängt worden sind. Entlang von Rissen zersetzen sich die hypidiomorphen bis idiomorphen Granat-Körner in ein Gemenge aus Chlorit, Klinozoisit und Calcit.

Akzessorien: Vesuvian, Klinozoisit, Chlorit, Quarz, Scheelit

4.10.3 Die Scheelitmineralisation

Scheelitführende Gesteinsproben konnten nur als Lesesteine gefunden werden. In diesen Gesteinen bildet der blau fluoreszierende Scheelit Porphyroblasten (bis zu 3 mm Durchmesser).

Geländebefunde und petrographische Untersuchungen erlauben folgende Rückschlüsse bezüglich der Scheelitmineralisation:

1. Scheelit ist offensichtlich ausschließlich an die Kontaktzone des Marmors zu einer Granit-Apophyse gebunden.
2. Diese Kontaktzone ist mineralogisch durch die Verdrängung Calcit/Dolomit durch Diopsid und Granat gekennzeichnet. Die Verdrängung verlief diskordant zum regionalmetamorphen Lagengefüge des Marmors und bildet eine unregelmäßig-buchtig in den Marmor eingreifende Kontaktzone.

Die Kontaktmetasomatose ist zeitlich nach der regionalmetamorphen Prägung der Marmore erfolgt.

Aufgrund der vorliegenden Befunde ist die Skarnbildung und die Wolframtzufuhr genetisch der Intrusion der Granit-Apophyse zuzuordnen.

4.11 Das Scheelitvorkommen von Buitrago del Lozoya

4.11.1 Einführung

Das Scheelitvorkommen liegt 400 m südöstlich der Kreuzung zwischen der Nationalstraße N I (Madrid - Burgos) und der Verbindungsstraße nach Pinuecar, 6 km nördlich der Ortschaft Buitrago del Lozoya (Provinz Madrid). Die Scheelitführung ist an zwei Kalksilikatfelslinsen gebunden, die als isolierte Körper in einer Serie hochmetamorpher Gneise liegen. Die südwestliche Linse zeigt einen Übergang der gebänderten Kalksilikatfelse zu homogenen, dunkelgrünen Amphiboliten.

Nach FERNANDEZ CASALS & CAPOTE DEL VILLAR (1970) und FERNANDEZ CASALS (1979) handelt es sich um Para-Amphibolite in einer mächtigen Abfolge kambrischer Gneise. Der Metamorphosegrad reicht im Gebiet von Somosierra-Guadarrama von einem "medium grade of metamorphism" im Sinne von WINKLER (1976) bis zur Migmatisierung der Gesteine (FERNANDEZ CASALS, 1979).

4.11.2 Petrographie

4.11.2.1 Kalksilikatfels

Die massigen, z.T. gebankten Kalksilikatfelse bilden zwei isolierte Körper, die isoklinal in die umgebenden Gneise eingefaltet sind. Die Kalksilikatfelse streichen Nordost-Südwest bzw. Nord-Süd und fallen flach bis mittelsteil nach Südost bzw. Ost ein. Aufgrund der Geländeform und einer flach nach Südwesten abtauchenden Muldenachse ergibt sich eine Teilung der Kalksilikatfelse in ein nordöstlich und ein weiter südwestlich gelegenes Vorkommen mit einer Ausbißlänge von 100 m respektive 70 m. Zwischen beiden Linsen wurden die Kalksilikatgesteine erodiert. Die Mächtigkeit der Kalksilikatfelse nimmt von 14 m in der nordöstlichen Linse auf 5 m in der südwestlichen Linse ab. Das allmähliche Auskeilen der ehemals karbonatischen Sedimente geht mit einer Mächtigkeitszunahme der Amphibolite von 0.1 m auf 3 m einher.

Die vorherrschend grüngrauen, diopsidbetonten Kalksilikatfelse zeigen fließende Übergänge zu Granat-Diopsid-Gesteinen sowie zu helleren Plagioklas-Diopsid-, aber auch zu dunkelgrünen Hornblende-Diopsid-Gesteinen. Eine leicht erhöhte Magnetkiesführung ist für einige Abschnitte typisch.

Diopsid, gem. Hornblende, ($Z \text{ \& } c = 18-24^0$) Granat (Grandit) und Plagioklas (Oligoklas/Andesin) sind die wichtigsten Minerale der Kalksilikatfelse. Die xenomorphen Körner bilden ein grobkörniges, granoblastisches Gefüge. Hornblende und Diopsid sind z.T. poikiloblastisch entwickelt, wobei die meisten Körner schieferungsparallel eingeregelt sind und Quarz sowie Plagioklas umschließen. Idiomorphe, rautenförmige Titanit-Kristalle gehören zu den auffallenden Mineralkomponenten. Sie finden sich in einigen Fällen als poikilitische Einschlüsse in Hornblende.

Akzessorien: Titanit, Apatit, Klinozoisit, Epidot, Quarz, Rutil, Hellglimmer, Scheelit, opake Erzminerale (Magnetkies)

4.11.2.2 Amphibolit

Die mengenmäßig dominierenden Kalksilikatfelse zeigen mit zunehmender Vergrünung den Übergang zu den Amphiboliten an. Am Kontakt zwischen beiden Gesteinen ist z.T. eine bis 30 cm mächtige Lage entwickelt, in der sich dünne Kalksilikatfelsbänder mit dunkelgrünen Amphibolitlagen abwechseln. Dieser Lagenbau ist offenbar weitgehend durch primäre Stoffunterschiede bedingt.

Die dunkelgrünen Amphibolite lassen eine vorherrschend massige Struktur erkennen.

U.d.M.: Gemeine Hornblende ($Z \text{ \& } c = 17-24^0$), Plagioklas (Oligoklas/Andesin) und Biotit sind die dominierenden Mineralphasen. Gem. Hornblende und Biotit formen bis zu 1 mm lange Säulen bzw. Tafeln. Idiomorphe, aktinolithische Hornblende ($Z \text{ \& } c = 10 - 15^0$) ist als zweite, jüngere Hornblende-Generation anzusehen. Nebengemengteile und akzessorische Minerale: Apatit, Titanit, Quarz, Zirkon, opake Erzminerale

4.11.2.3 Metamorphose

Zur Abschätzung der P-T-Bedingungen der Regionalmetamorphose wird die Mineralparagenese der Kalksilikatfelse herangezogen: Diopsid + gem. Hornblende + Grandit + Plagioklas (Oligoklas-Andesin) sprechen für eine Zuordnung zu einer mittelgradigen Metamorphose im Sinne von WINKLER (1979; "medium grade of metamorphism"). Nach WINKLER (1979) sind Diopsid und Plagioklas (An_{17}) noch im oberen Teil der niedriggradigen Metamorphose ("low grade of metamorphism") stabil. Das Auftreten von Oligoklas / Andesin neben gem. Hornblende und Diopsid ist aber als deutlicher Hinweis auf eine mittelgradige Metamorphose ("medium grade of metamorphism" nach WINKLER, 1979) zu verstehen.

4.11.3 Geochemie

Um einen Vergleich der Kalksilikatgesteine des Scheelitvorkommens Buitrago del Lozoya mit den Kalksilikatgesteinen der übrigen untersuchten Scheelitvorkommen zu ermöglichen, wurden 5 Kalksilikatgesteinsproben analysiert. Die Durchschnittsgehalte sind der Tabelle 12 zu entnehmen. Die Amphibolite wurden nicht analysiert.

Bei den Nebenelementen fallen die hohen TiO_2 -Gehalte, bei den Spurenelementen vor allem die hohen V-, Cr- und Ni-Gehalte auf (Tab. 12). WEDEPOHL (1978) nennt folgende Durchschnittsgehalte: für karbonatische Sedimente (in Klammern der entsprechende Wert für die Kalksilikatfelse von Buitrago del Lozoya): TiO_2 : 0.22 % in mergeligen Karbonaten; (2.56 %): V : 10-80 ppm in Karbonatgesteinen (236 ppm); Cr: 2-200 ppm abhängig vom Ton-Gehalt der Karbonate (245 ppm); Ni: 1-8 ppm in Karbonaten (158 ppm). Die Elementgehalte der Kalksilikatfelse von Buitrago del

	$\bar{x}$	s	min	max
Haupt- und Nebenelemente in Gew.-% (n = 5)				
SiO_2	45.89	1.7	43.36	47.73
Al_2O_3	11.53	2.0	9.40	14.56
Fe_2O_3^*	8.02	1.3	6.47	9.87
MgO	7.39	2.0	4.77	9.95
CaO	21.52	2.8	18.49	25.94
Na_2O	.66	.2	.46	.81
K_2O	.79	.3	.47	1.09
TiO_2	2.56	.4	2.11	3.08
P_2O_5	.48	.2	.22	.82
MnO	.06	.1	.01	.16
G. V.	.95	.4	.59	1.36
Summe	99.85			
Spurenelemente in ppm (EDRFA, n = 5)				
V	236	101.6	125	389
Cr	245	61.3	162	327
Co	20	8.9	11	34
Ni	158	62.6	97	256
Cu	68	32.8	29	99
Zn	52	36.0	13	111
Ga	10	3.7	5	15
Rb	23	11.6	5	34
Sr	346	106.9	230	478
Y	7	3.2	3	9
Zr	102	40.7	56	151
Pb	9	5.4	2	15
Fe_2O_3^* : Gesamteisen als Fe_2O_3				

Tab. 12: Durchschnittliche Elementgehalte der Kalksilikatfelse von Buitrago del Lozoya; $\bar{x}$ = Mittelwert, s = Standardabweichung, min = Minimalwert, max = Maximalwert

Lozoya erscheinen ungewöhnlich hoch für ehemals karbonatische Sedimente. Eine mögliche Erklärung für die hohen TiO_2 -, V-, Cr- und Ni-Gehalte könnte in einer vulkanogenen Abkunft der Amphibolite (Ortho-Amphibolite) und einer Beimengung tuffogener Anteile in den Kalksilikatfelsen zu sehen sein.

Die umgebenden Gneise lassen sich nicht eindeutig als Para- oder Orthogneise bestimmen. Die von KHAFFAGY (1971) genannten Kriterien für Orthogneise

$$\text{K/Rb} < 150 \quad (170; 225)$$

$$\text{Ti} < .3 \% \quad (.10; .53)$$

$$\text{Co} < 10 \text{ ppm} \quad (3; 12)$$

werden von einer Probe annähernd erfüllt, während die zweite Analyse Konzentrationen über den angegebenen Grenzwerten aufweist (Werte in Klammern von zwei Gneisproben aus der unmittelbaren Umgebung des Scheelitvorkommens).

4.11.4 Die Scheelitmineralisation

Wolfig-diffus verteilter, feinkörniger, blauweiß fluoreszierender Scheelit tritt ausschließlich in den Kalksilikatfelsen auf und wird zum Teil von Magnetkies begleitet. An einigen wenigen Stellen folgen perlschnurartig aneinandergereihte Scheelitkörner dem regionalmetamorphen Lagerbau der Kalksilikatfelse.

Anzeichen einer kontaktmetasomatischen Bildung der Kalksilikatfelse konnten nicht festgestellt werden. Die metamorphe Bänderung spricht vielmehr für eine Umkristallisation der karbonatischen Ausgangsgesteine während der Regionalmetamorphose.

Aufgrund der geochemischen Untersuchungen erscheint es gerechtfertigt, die Amphibolite als regionalmetamorphe Äquivalente basischer Vulkanite anzusehen. Die Wechsellagerung von Amphibolit und Kalksilikatfelsbändern ist möglicherweise weitgehend durch primäre Stoffunterschiede in der Aueinanderfolge von karbonatischen Sedimenten und tuffogenen Anteilen bedingt. Die vorliegenden Ergebnisse sprechen für eine synsedimentär-diagenetische Entstehung des Scheelitvorkommens. Die Wolframzufuhr steht möglicherweise im räumlichen, zeitlichen und genetischen Zusammenhang mit einem basischen Vulkanismus. Für das Scheelitvorkommen von Buitrageo del Lozoya wird eine submarin-hydrothermale, synsedimentär-diagenetische Entstehung im Sinne von HÖLL & MAUCHER (1967, 1976), HÖLL et al. (1972, 1979, 1985) und MAUCHER & HÖLL (1975, 1976, 1977) postuliert.

4.12 Die Scheelitvorkommen im Silur Portugals

4.12.1 Einführung

Die Scheelit-Kalksilikatvorkommen im Silur Portugals werden nach FARINHA RAMOS & VIEGAS (1980) durch geringe, derzeit in keinem Vorkommen bauwürdige Scheelitgehalte in monotonen Kalksilikatgesteinen gekennzeichnet. Die Mächtigkeit der Kalksilikatfelse liegt teilweise im Zehnermeter-Bereich.

Im Rahmen der eigenen Geländearbeiten wurden die Scheelitvorkommen von Venda Nova (Nordportugal; Abb. 3), Cravezes (Provinz Tras-Os-Montes), Nordostportugal, etwa 35 km nordnordwestlich von Barca d'Alva) und Machor-rinho/Azevo befahren. Nachstehend werden einige lagerstättenkundlich wesentliche Charakteristika genannt.

Im Vorkommen von Venda Nova ist Scheelit an bis zu 30 cm mächtige Kalksilikatfelslagen gebunden, die in monotone, mächtige Phyllite eingeschaltet sind. Ein Granitkontakt ist in der unmittelbaren Umgebung nicht aufgeschlossen. Anzeichen von kontaktmetasomatischen Verdrängungen fehlen in den Kalksilikatfelslagen. NORONHA (1976) belegt aufgrund gefügekundlicher Untersuchungen ein präkinematisches Alter des Scheelits, kann aber die Herkunft des Wolframs nicht erklären. Eigene Geländeuntersuchungen lassen eine submarin-hydrothermale Wolframzufuhr im Gefolge eines basischen Vulkanismus vorstellbar erscheinen. An der Straße von der Stau-mauer des Albufeira da Venda Nova nach Ferral, etwa 1 km nordwestlich der Stau-mauer sind Grünschiefer aufgeschlossen, die vermutlich ehemalige basische Vulkanite repräsentieren, so daß die Scheelitmineralisation in den Kalksilikatfelslagen möglicherweise auf eine begleitende Hydrothermentätigkeit dieses Vulkanismus zu beziehen ist.

Der Vergleich der Scheelitvorkommen von Venda Nova mit dem Scheelitvorkommen Cravezes zeigt auffallende Ähnlichkeiten und Gemeinsamkeiten. Die Scheelitvererzung in Cravezes ist ebenfalls an regionalmetamorphe Kalksilikatfelse in monotonen Phylliten gebunden. Da ca. 1.5 km nordwestlich des Scheelitvorkommens basische Vulkanite aufgeschlossen sind (FARINHA RAMOS & VIEGAS, 1980), erscheint eine vulkanische Aktivität zur Zeit der Ablagerung der karbonatischen Ausgangsgesteine der Kalksilikatfelse möglich. Die Überprüfung der basischen Metavulkanite auf Scheelit erbrachte allerdings keinen Hinweis auf eine Scheelitführung. VIEGAS (pers. Mit-

teilung berichtet allerdings von einem Bohrkernabschnitt aus dem Scheelitvorkommen Cravezes, der eine feingebänderte Scheelitführung in vermutlich sauren Vulkaniten aufweist.

4.12.2 Das Scheelitvorkommen von Machorrinho/Azevo

4.12.2.1 Einführung

Der aufgelassene Tagebau des Scheelitvorkommens Machorrinho/Azevo (Abb.3, Nr. 12) liegt 900 m nordöstlich der Ortschaft Azevo am "Gipfel" des Machorrinho. Dieses Vorkommen nimmt wie Venda Nova und Cravezes eine Sonderstellung im Rahmen der Dissertation ein, da es altersmäßig dem Silur zugeordnet wird (vgl. Geologische Karte von Portugal, Maßstab 1 : 500 000, 1982) und Quarzite anstelle von Kalksilikatgesteinen als Trägergesteine der Scheelitvererzung auftreten. In der vorliegenden Arbeit werden nur einige lagerstättenkundlich bedeutsame Charakteristika zusammenfassend behandelt.

Die Quarzite bilden zwei linsenförmige Körper in einer Schieferserie aus Phylliten, hellen Hellglimmer-Quarz-Albit-Schiefern und graphitführenden Glimmerschiefern. Diese Serie wurde von einem prä- bis synkinematischen Granit intrudiert, der im Südteil des Arbeitsgebietes aufgeschlossen ist (Abb.44).

4.12.2.2 Scheelitführende Quarzite

Die gelblichen, feinkörnigen, homogenen Quarzite sind durchwegs gut gebankt und konkordant in die umgebenden Phyllite/Schiefer eingelagert.

U.d.M.: Quarz ist das einzige Hauptmineral. Die xenomorphen Quarzkörner formen ein gleichkörniges Pflastergefüge. Der intergranulare, perlschnur- bis zeilenförmig angereicherte, xenomorphe Scheelit wird oftmals von idiomorphem Apatit, untergeordnet von einzelnen, schieferungsparallel eingeregelter Biotit-Blättchen in dünnen Lagen begleitet. Scheelit und Apatit können Nebengemengteile der Quarzite bilden; Albit, Biotit, Chlorit, Hellglimmer, Rutil und opake Erzminerale (Pyrit, Arsenkies) sind akzessorische Bestandteile.

Die quarzitisches Zusammensetzung der Gesteine ist auch anhand der geochemischen Analysen (Tab. 13) ablesbar. Die Analysenergebnisse sind im MOORE & DENNEN-Konzentrationsdreieck (MOORE & DENNEN, 1970) (Abb. 53) dargestellt, in dem sie mit einer Ausnahme das Feld der Ortho-Quarzite

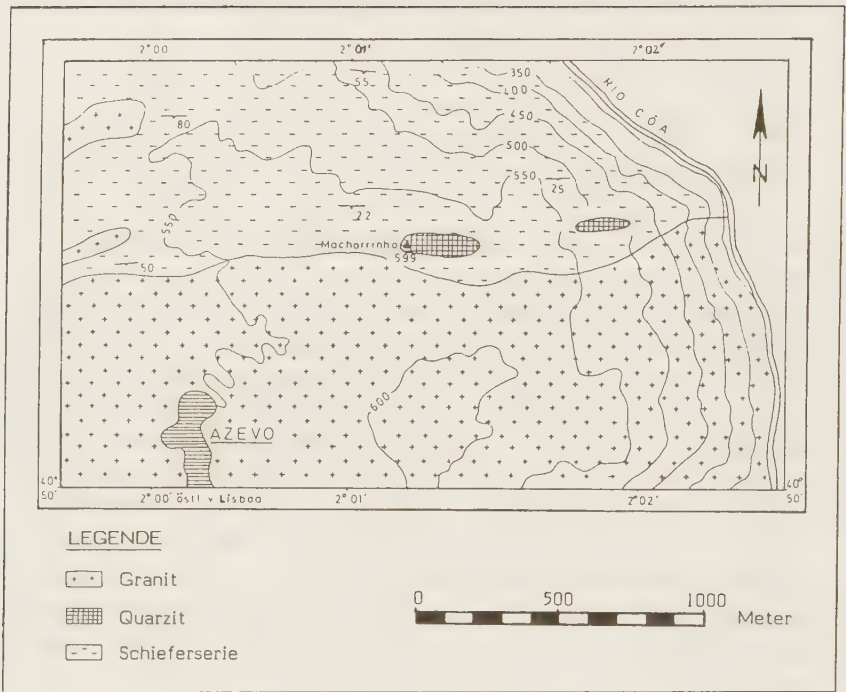


Abb. 44: Geologische Karte des Untersuchungsgebietes von Machorrinho/Azevo belegen.

Die Quarzite werden von den Gesteinen der Schieferserie unterlagert. Im Ostteil des Scheelitvorkommens, in dem die tiefsten Anteile der Quarzite aufgeschlossen sind, lassen sich an Glimmerschiefer-Proben aus dem Untertagebau deutliche Erscheinungen einer offenbar prätektonischen hydrothermalen Alteration erkennen [Verkieselung und Bleichung der Gesteine und Anzeichen der für Rahmengesteine von Thermalsedimenten in Neuseeland typischen "phyllitic alteration" (HÖLL, pers. Mitteilung)].

4.12.2.3 Die Scheelitvererzung

Nur die mächtigere Quarzit-Linse am Machorrinho ist scheelitführend, das zweite, weiter im Osten gelegene Quarzit-Vorkommen weist keine Scheelit-

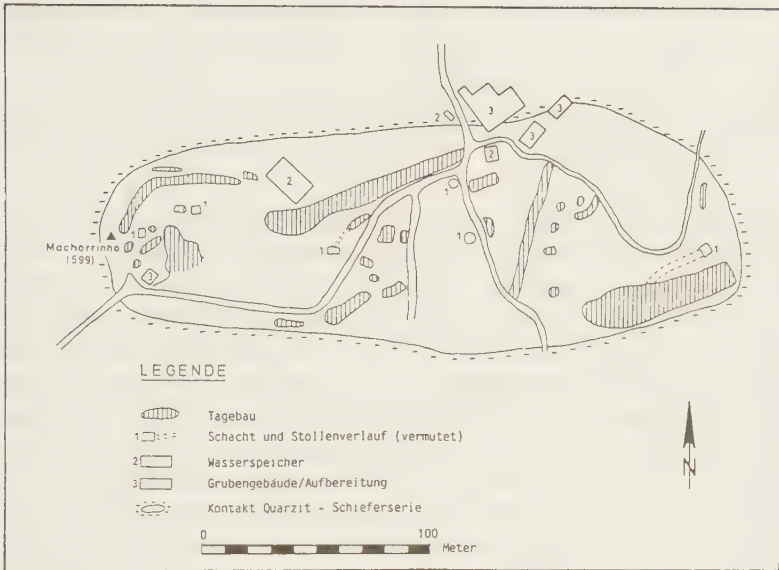


Abb. 45: Grubenplan des aufgelassenen Scheelitbergbaus

	$\bar{x}$
SiO_2	90.35
Al_2O_3	3.91
Fe_2O_3^*	.64
MgO	.25
CaO	.71
Na_2O	.95
K_2O	1.57
TiO_2	.21
P_2O_5	.22
MnO	.07
G.v.	.54
Summe	99.43
Haupt- und Nebenelemente in Gew.-%; $\text{Fe}_2\text{O}_3^* =$ Gesamteisen als Fe_2O_3	

Tab. 13: Haupt- und Nebenelemente
der Quarzite von Machorrinho/Azevo
 $\bar{x}$ = Mittelwert ($n = 5$)

führung auf. MORAIS CERVEIRA (1971) berichtet anhand von Bohrkernuntersuchungen, daß die Scheelitvererzung vor allem in zwei geringmächtigen Lagen des Quarzits konzentriert ist.

Scheelit ist das wichtigste und stets vorherrschende Erzmineral. In einzelnen Handstücken wird er von einer spurenhafte Arsenkies- und Pyrit-Mineralisation begleitet.

Das Scheelitvorkommen enthält zwei Scheelit-Generationen. Beide zeigen eine einheitlich blauweiße Fluoreszenzfarbe, was auf einen Mo-freien bis Mo-armen Scheelit schließen läßt. Die ältere, präkinematische Scheelit-Generation mit Korngrößen zwischen 0.01 und 0.15 mm bildet lagige Anreicherungen in den Quarziten. Sie bewirkt eine feine Bänderung mit scheelitführenden und scheelitfreien, quarzitischen Feinlagen. Diese Bänderung wird gelegentlich durch die begleitende Apatit- und Biotit-Führung unterstrichen und als Hinweis auf primär sedimentär angelegte Stoffunterschiede gedeutet. Daneben konnte in einigen Proben eine feinkörnige, disseminierte Scheelitführung mit Maximalgehalten von 5 % WO_3 in einzelnen Handstücken (lichtoptische Abschätzung) beobachtet werden.

Die zweite, jüngere Scheelit-Generation tritt in Form von großen Porphyroblasten (bis 0.5 cm Ø) auf, die unregelmäßig verteilt sind und sich häufig in Linsen und Nestern oder in dünnen Quarz-Gangtrümmern anreichern. Die Wolframmineralisation in diskordanten Pegmatit-Gängen wird als topomineralischer bzw. remobilisierter Stoffbestand aufgefaßt. Pegmatite können beim Durchschlagen der erzführenden Quarzite topomineralisch aufgenommenen Scheelit führen.

4.12.2.4 Die Genese der Scheelitvererzung

Die von MORAIS CERVEIRA (1971) postulierte, kontaktmetasomatische Genese der Scheelitvorkommen erscheint aufgrund der Petrographie der Trägergesteine (fast reine Quarzite) und der Gefügemerkmale (metamorph überprägte, feinkörnige, gebänderte Vererzung) sowie der geochemischen Zusammensetzung der Quarzite wenig wahrscheinlich. Die Geländebeobachtungen sowie die petrographischen und geochemischen Befunde stehen jedoch im Einklang mit der Konzeption einer bereits primären, submarin-hydrothermalen Wolframzufuhr und Abscheidung in kieselligen Ablagerungen.

Die Genese dieser Lagerstätten zeigt weitgehende Übereinstimmung mit rezenten Wolframablagerungen in Kieselsintern innerhalb des Frying Pan Lake/Taupo Vulkanzone/Neuseeland (HÖLL, pers. Mitteilung). Die Bildung der

Kieselsinter geht dort auf Ausfällungen aus dem Wasser des Frying Pan Lake zurück. Si wird neben anderen Elementen an Thermalquellen zugeführt. Die Sinter sind vor allem durch ihre hohen Wolframgehalte gekennzeichnet. Sie enthalten nach HEDENQUIST & SEWARD (1983) u.a. folgende Elementgehalte (in Prozent bzw. ppm): W (4.1 %); As (8.8 %); P (0.4 %); Sb (105); Mo (500); V (100); Hg (1); Au (0.03); Tl (1.4); Pd (0.02); Fe (20.2 %); Mn (80); Al (0.64); Ca (0.05 %); Mg (0.3 %).

Die Entstehung der quarzitischen Scheeliterze von Machorrinho/Azevo dürfte analog zur rezenten Wolframabscheidung im Frying Pan Lake verlaufen sein. Die beiden Quarzitkörper stellen wohl Kieselsinterabscheidungen als Füllung eines ehemaligen submarinen Spezialbeckens ("pools") an einem Thermenaustrittspunkt dar. Si, W und untergeordnet P dürften charakteristische Komponenten der Thermalwässer gewesen sein. Nach GUNDLACH & THORMANN (1960) und WIENDL (1968) ist ein Transport des Wolframs durch Si-W-Heteropolysäuren (z.B. $H_8[Si(W_2O_7)_6] \times 28 H_2O$; $H_8(Si(W_2O_7)_6) \times 20 H_2O$; $H_8(SiO(W_2O_7)_5) \times 3 H_2O$) vorstellbar. Die Ausfällung als Scheelit erfolgt nach experimentellen Untersuchungen durch GUNDLACH & THORMANN (1960) in schwach alkalischem Milieu bei pH 7.3. Bei einer submarinen Lagerstättenbildung, wie sie für das Scheelitvorkommen Machorrinho/Azevo anzunehmen ist, ist eine Erzausfällung infolge der Neutralisation der hydrothermalen Lösungen durch Mischung mit dem Meerwasser zu erwarten.

Das Auftreten von offenbar bereits diagenetischen, hydrothermalen Alterationen in den Ausgangsgesteinen der heutigen Phyllite und Glimmerschiefer, die die Quarzite unterlagern ("phyllic alteration"), unterstützt die Auffassung, daß die primäre Wolframzufuhr auf eine submarine Hydrothermentätigkeit zu beziehen ist.

Nach den vorliegenden Befunden gehört das Scheelitvorkommen von Machorrinho/Azevo zum Lagerstättentypus der submarin-hydrothermalen, syngedimentär bis diagenetischen Vererzungen im Sinne von MAUCHER (1965), HÖLL (1969, 1975, 1979); HÖLL & MAUCHER (1967, 1976) und HÖLL et al. (1972, 1979, 1985). Die Art der Vererzung in quarzitischen Trägergesteinen und deren Auftreten im Gelände erinnern in auffälliger Weise an die rezente Lagerstättenbildung im Frying Pan Lake in der Taupo-Vulkanzone/Neuseeland (HÖLL, pers. Mitteilung bei gemeinsamer Besichtigung von Machorrinho/Azevo).

Mit den vorliegenden Ausführungen über das Scheelitvorkommen von Machorrinho/Azevo wird erstmalig ein Lagerstättentyp im Silur Spaniens und Portugals (submarin-hydrothermale, syngedimentär-diagenetische Scheelitvererzung) beschrieben, der bisher in der spanischen und portugiesischen Literatur kaum erwogen wird (als Ausnahme sei auf FARINHA RAMOS & VIEGAS, 1980 verwiesen).

5. Geochemie

In Kapitel 5 erfolgt eine Bearbeitung der drei Gesteinsgruppen: Kalksilikatgesteine, saure Intrusivgesteine, Albit-Biotit-Quarz-Schiefer. Dabei werden die vorliegenden Analysen sämtlicher untersuchter Scheelitvorkommen zusammengefaßt.

5.1 Kalksilikatgesteine

Das Ziel dieser Untersuchungen ist es, geochemische Charakteristika der Scheelitvererzungen in Kalksilikatgesteinen herauszuarbeiten und anhand dieser Merkmale eine Unterscheidung zwischen kontaktmetasomatischen und primär syngenetisch-diagenetischen Scheelitvorkommen in Kalksilikatgesteinen zu ermöglichen. Zur Lösung dieser Problematik sollen vor allem die SEE-Verteilungsmuster der Kalksilikatgesteine und das Verhältnis von W zu den SEE herangezogen werden. Die Genalte an SEE und ihre Fraktionierung (vor allem die Fraktionierung individueller SEE) können zusammen mit geologischen und mineralogischen Untersuchungen zur Klärung der Genese der verschiedenen Scheelit-Kalksilikatvorkommen beitragen. MÖLLER et al. (1976a, 1976b, 1979), SCHNEIDER et al. (1975), GUNDLACH et al. (1976), GRAPPIN et al. (1979), MORTEANI et al. (1981, 1982) und MÖLLER & MORTEANI (1983), bestimmen anhand spezifischer SEE-Verteilungsmuster in ausgewählten Mineralen (Calcit, Dolomit, Magnesit, Fluorit) die Genese dieser Minerale. MÖLLER & MORTEANI (1983) unterscheiden z.B. anhand von Tb/Ca - Tb/La-Diagrammen "sedimentäre", "hydrothermale" und "pegmatitische" Fluorite.

EKAMBARAM et al. (1986) greifen die Untersuchungsergebnisse oben genannter Autoren auf und übertragen sie auf Fluorit-Karbonat-Vorkommen in Montana/USA. Ihre Resultate bestätigen die erwähnte Unterscheidungsmöglichkeit genetisch unterschiedlich gebildeter Fluorite anhand von Tb/Ca - Tb/La-Diagrammen.

Die vorliegenden Untersuchungen überprüfen, ob die SEE und ihre Verteilung in Gesamtgesteinsanalysen möglicherweise ein geeignetes Mittel zur Unterscheidung verschiedener Lagerstättentypen bilden.

Hierzu wird die Gesamtdatenmenge aufgrund des Wolframgehalts in 2 Teilmengen aufgegliedert. Die getrennte Bearbeitung der beiden W-Konzentrationsintervalle (> 10 ppm W, < 10 ppm W), die ja bereits in den Scheelitvorkommen von Regia, Banca d'Alva und Aldea del Obispo durchgeführt wurde, bezweckt eine Gegenüberstellung der scheelitführenden und der scheelitfreien Kalksilikatgesteine, um lagerstättenkundlich interpretierbare geochemische Merkmale

aufzudecken. Nach der jeweils durchgeführten Überprüfung unter UV-Licht erfolgte die Grenzziehung zwischen beiden Gesteinsgruppen bei geochemisch nachgewiesenen 10 ppm W (Eine Probe des Scheelitvorkommens Rio Coja weist eine makroskopisch erkennbare Scheelitführung bei 12 ppm W auf). Unterschiedliche Bildungsbedingungen der Wolframvererzungen bzw. der Kalksilikatgesteine (kontaktmetasomatische Vererzung in Skarnen bzw. primär syn-sedimentär-diagenetische Scheelitführung in regionalmetamorphen Kalksilikatgesteinen) wurden bei der Untergliederung des Datenmaterials zunächst nicht berücksichtigt.

Insgesamt liegen 111 Kalksilikatgesteinsanalysen vor, die sich gleichmäßig auf beide Untergruppen verteilen. Von den 50 Wolframanalysen entfallen 31 auf scheelitführende (> 10 ppm W), 19 auf scheelitfreie (< 10 ppm W) Kalksilikatgesteine. Die Analysenergebnisse sind Tabelle 14 zu entnehmen.

Die scheelitführenden Kalksilikatgesteine zeichnen sich durch signifikant höhere CaO-, Sn-, Sb- und Au-Gehalte und geringere SiO₂-Gehalte gegenüber den scheelitfreien Kalksilikatgesteinen aus.

Die Elementkorrelationen sind in Abbildung 46 dargestellt:

Die Berechnung der PEARSON-Korrelationskoeffizienten beruht auf den Analysendaten sämtlicher untersuchter Scheelitvorkommen. Dieses Verfahren beinhaltet die Gefahr von Scheinkorrelationen, da einerseits verschiedene Einzelvorkommen und andererseits auch genetisch unterschiedliche Lagerstättentypen einbezogen werden. Die zusammenfassende Berechnung ermöglicht allerdings die Einbeziehung der Analysendaten aus denjenigen Scheelitvorkommen, die bisher aufgrund der geringen Analysenzahl bei der Besprechung der Einzelvorkommen nicht behandelt wurden (z.B. Scheelitvorkommen von Extremo, Granja-Canada, Rio Coja, Nave, Arr. de Vallefrias, Buitrago del Lozoya). Dies zielt darauf ab, Unterschiede zwischen Lagerstättentypen bzw. Unterschiede und Gemeinsamkeiten im Vergleich zu den bisher behandelten Einzelvorkommen herauszufinden.

Aus diesem Grunde wurde die Berechnung trotz der Bedenken gegen die Einbeziehung und Zusammenfassung aller Scheelitvorkommen durchgeführt. Die Interpretation, Deutung und Bewertung der Ergebnisse erfolgt nur in den Fällen, in denen sich gleiche oder ähnliche Phänomene auch in den einzelnen Scheelitvorkommen bestätigen lassen.

	$\bar{x}$	s	min	max
Haupt- und Nebenelemente in Gew.-% (n = 56)				
SiO ₂	54.31	11.3	30.38	75.98
Al ₂ O ₃	13.28	3.1	8.70	24.12
Fe ₂ O ₃ *	3.98	2.0	1.51	9.87
MgO	3.30	2.5	1.09	11.65
CaO	19.44	9.2	5.36	42.04
Na ₂ O	1.45	.8	.01	4.44
K ₂ O	.74	.5	.01	2.07
TiO ₂	.60	.5	.09	3.08
P ₂ O ₅	.35	.3	.01	2.06
MnO	.25	.9	.01	6.91
G.V.	1.68	1.2	.48	6.41
Summe	99.38			
Spurenelemente in ppm (EDRFA, n = 56)				
V	82	67.0	Sp	389
Cr	31	61.0	Sp	327
Co	7	4.1	2	21
Ni	38	33.3	Sp	166
Cu	43	42.5	Sp	260
Zn	137	84.4	13	366
Ga	26	13.7	10	84
Rb	22	23.5	Sp	96
Sr	874	866.1	94	3549
Y	16	15.6	Sp	77
Zr	117	113.9	Sp	591
Pb	55	53.1	8	210
Spurenelemente in ppm (NAA, n = 31)				
Sc	9	6.2	2	33
As	81	111.1	Sp	525
Se	Sp			
Sn	149	278.4	Sp	934
Sb	3.5	6.7	Sp	29
Cs	17	27.4	Sp	101
Ba	168	171.7	Sp	693
Hf	12	18.8	3	71
Ta	1.1	.4	Sp	1.9
W	3534	6'95	12	27140
Au (ppb)	16	15.2	Sp	55
Th	7	4.9	Sp	20
U	3	1.8	Sp	8
La	25	14.0	Sp	54
Ce	54	29.7	Sp	107
Nd	25	18.9	Sp	63
Sm	5.5	2.7	.5	10.2
Eu	1.4	.5	.6	3.4
Tb	1.2	.4	.3	1.8
Yb	2.2	1.3	.3	4.9
Lu	.3	.2	Sp	.6
Fe ₂ O ₃ * : Gesamteisen als Fe ₂ O ₃				

	$\bar{x}$	s	min	max
Haupt- und Nebenelemente in Gew.-% (n = 55)				
SiO ₂	62.87	9.1	45.13	81.53
Al ₂ O ₃	11.68	3.1	5.13	18.01
Fe ₂ O ₃ *	3.67	1.5	.77	8.85
MgO	2.50	1.8	.10	9.95
CaO	13.63	8.6	.48	36.95
Na ₂ O	1.62	.9	.01	4.14
K ₂ O	.98	1.2	.15	4.99
TiO ₂	.72	.5	.03	2.84
P ₂ O ₅	.31	.1	.07	.82
MnO	.13	.1	.01	.80
G.V.	1.36	1.2	.30	8.77
Summe	99.47			
Spurenelemente in ppm (EDRFA, n = 55)				
V	72	49.8	Sp	269
Cr	54	54.8	Sp	274
Co	6	4.7	Sp	34
Ni	37	41.0	Sp	256
Cu	31	22.0	Sp	99
Zn	84	51.8	Sp	244
Ga	21	12.5	5	83
Rb	49	80.0	Sp	328
Sr	657	616.3	37	2644
Y	24	14.2	Sp	62
Zr	195	121.8	41	543
Pb	45	43.2	2	205
Spurenelemente in ppm (NAA, n = 19)				
Sc	12	5.7	5	26
As	80	209.4	Sp	932
Se	5	16.1	Sp	71
Sn	Sp			
Sb	1.2	.8	Sp	4.6
Cs	9	13.7	Sp	59
Ba	184	181.7	Sp	736
Hf	8	3.7	2	16
Ta	1.4	.8	.4	3.6
W	5	2.9	Sp	9
Au (ppb)	8	12.2	Sp	47
Th	10	7.2	Sp	36
U	3	2.7	Sp	11
La	35	16.0	7	79
Ce	80	37.8	10	173
Nd	40	21.5	Sp	77
Sm	7.0	3.0	2.7	17.7
Eu	1.9	.8	.6	3.5
Tb	1.1	.4	.2	1.8
Yb	2.8	1.2	.1	4.6
Lu	.4	.2	Sp	.8
Fe ₂ O ₃ * : Gesamteisen als Fe ₂ O ₃				

Tab. 14: Durchschnittliche Elementgehalte der scheelitführenden Kalksilikatgesteine (linke Tabellenhälfte) und der scheelitfreien Kalksilikatgesteine. $\bar{x}$ = Mittelwert, s = Standardabweichung, min = Minimalwert, max = Maximalwert. Zusammenfassung aller Analysendaten der untersuchten Scheelitvorkommen.

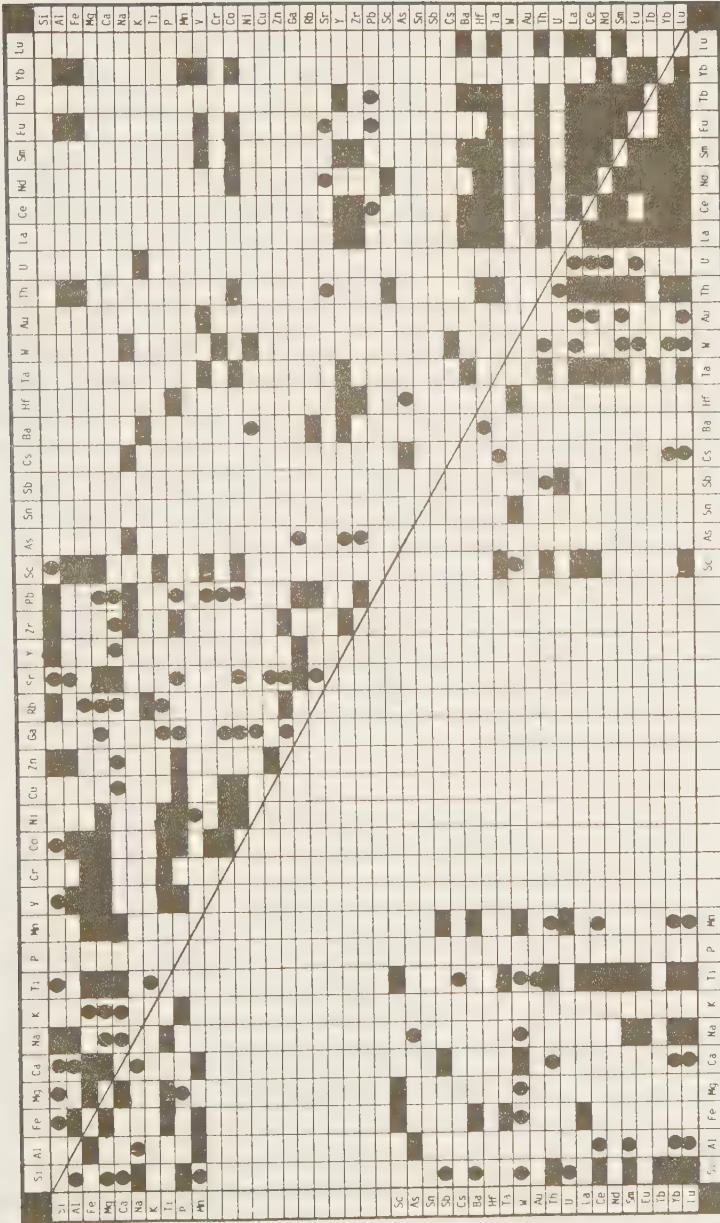


Abb. 46: Korrelationsmatrix der Kalksilikatgesteine (gesamt) unterer Teil : Wolfram > 10 ppm (n = 56/31)
 oberer Teil : Wolfram < 10 ppm (n = 55/19)
 (■) positive Korrelation (○) negative Korrelation Signifikanzniveau 95 % (90 % für W)
 in Klammern: Anzahl der Analysen durch EDRFA / Anzahl der Analysen durch NAA

A: Die scheelitführenden Kalksilikatgesteine

Bei der nachstehenden Interpretation der Pearson-Korrelationskoeffizienten liegt der Schwerpunkt auf den Korrelationen des Wolframs mit den weiteren gemessenen Elementen, um charakteristische Begleitelemente des Wolframs nachzuweisen. Auf dem geforderten Signifikanzniveau (90 %) ergeben sich negative Korrelationen mit SiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , Na_2O , Sc, Th, La, Sm, Eu, Yb und Lu, positive Korrelationen mit CaO , MnO , Sn und Hf.

Die negative W/Sc-Korrelation bestätigt möglicherweise die Ansicht von WIENDL (1968), daß Scheelit im Gegensatz zu Wolframit meist Sc-frei ist. Nach KALENOV (1961) und BORISENKO (1961) verhindert das Ca^{2+} einen Sc-Einbau im Scheelit-Gitter.

Die SEE weisen bis auf Ce, Nd und Tb eine negative Korrelation mit W auf. Der Korrelationskoeffizient für das W/Ce- und W/Nd-Verhältnis ist allerdings ebenfalls negativ (W/Ce: $r = -.29$, Signifikanzniveau 88 % W/Nd: $r = -.22$, Signifikanzniveau 70 %). Im Falle des W/Ce- und W/Nd-Verhältnisses schließt der Vertrauensbereich (90 %) den Wert $z = 0$ ein, so daß nicht von einer Korrelation gesprochen werden kann. Das gleiche gilt für das W/Tb-Verhältnis. Der Wert für den Korrelationskoeffizienten ist allerdings positiv ($r = .07$, Signifikanzniveau 27 %).

	FACTOR 1 FACTOR 2		FACTOR 1 FACTOR 2	
La	.87	-.22	.97	.05
Ce	.93	.09	.96	-.04
Nd	.89	.19	.79	-.39
Sm	.97	-.26	.89	.46
Eu	.48	-.16	.81	-.23
Tb	.72	.67	.94	.04
Yb	.73	.18	.55	-.24
Lu	.89	-.10	.55	.31
W	-.46	.53	-.06	.17

Abb. 47: Faktormatrix der SEE und des Wolframs der scheelitführenden Kalksilikatgesteine (linke Matrixhälfte, A) und der scheelitfreien Kalksilikatgesteine (rechte Matrixhälfte, B)

Die Faktorenanalyse bestätigt die obigen Beobachtungen (Abb. 47 A und 47 B). Die Faktorenanalyse i.e.S. (Hauptkomponentenanalyse; PA 2; NIE & HULL, 1975) ermöglicht die Reduktion der Meßvariablen auf wenige Faktoren mit dem Ziel, die Faktoren geologisch zu interpretieren. Abbildung 47 A und 47 B geben die Ergebnisse der Faktorenanalyse für die SEE und W der beiden Teilmengen der Kalksilikatgesteine (< 10 ppm W, > 10 ppm W) an. Es wurden zwei Faktoren

extrahiert. Im ersten Faktor in Abbildung 47 A (scheelitführende Kalksilikatgesteine) weisen die einzelnen SEE aufgrund ihrer großen Ähnlichkeit untereinander die höchsten Faktorladungen auf. Die negative Korrelation des W mit einigen SEE dokumentiert sich in einer Faktorladung von -0.46 [nach Konvention werden nur positive und negative Faktorladungen $> |0.3|$ zur Interpretation herangezogen (SCHUCHARD-FICHER, 1980)]. In Faktor 2 weisen W (.58) und Tb (.67) gemeinsam eine hohe Faktorladung auf. Hierin zeigt sich offensichtlich eine Sonderstellung des Tb gegenüber den weiteren SEE und die positive Verknüpfung zwischen W und Tb in den scheelitführenden Kalksilikatgesteinen.

Dieses Phänomen wurde ja bereits bei der Besprechung der Scheelitvorkommen von Barcá d'Alva und Aldea del Obispo angesprochen. Abbildung 47 B stellt das Ergebnis der Faktorenanalyse für die scheelitfreien Kalksilikatgesteine dar. Die SEE zeigen wiederum die höchsten Faktorladungen in einem Faktor. Die Faktorladung für W ist dagegen in beiden Faktoren sehr gering (-0.06 bzw. $.17$).

Bei der Zusammenfassung aller Analysedaten ergibt sich rechnerisch in den scheelitführenden Gesteinen offensichtlich eine negative Korrelation zwischen W und einigen SEE (La, Sm, Eu, Yb, Lu). An dieser Stelle muß jedoch nochmals darauf hingewiesen werden, daß bei den Berechnungen die Analysen aus genetisch unterschiedlichen Scheelitvorkommen einbezogen wurden. Eine negative Korrelation zwischen W und La, Ce, Sm, Yb und Lu läßt sich allerdings auch im Scheelitvorkommen von Aldea del Obispo nachweisen.

In einem weiteren Rechenschritt werden nachstehend die Kalksilikatgesteine mit W-Gehalten > 100 ppm W betrachtet. Dieses Verfahren hat den Vorteil, daß Gesteinsproben mit sehr geringen W-Gehalten aus den Berechnungen ausgeschlossen werden können. Für die SEE und W ergibt sich folgendes Bild: Aus Abb. 48 und 49 geht hervor, daß unterhalb der Trennlinie bei 100 ppm W keine Korrelation zwischen W und La bzw. Ce existiert. Bei W-Gehalten > 100 ppm W ergibt sich dagegen die angesprochene negative Korrelation, die sich bei einem Vergleich mit den Ergebnissen der Einzelvorkommen nur im Scheelitvorkommen von Aldea del Obispo wiederfindet.

Die Berechnung der Korrelationskoeffizienten ergibt für die Analysen aus den kontaktmetasomatischen Scheelitvorkommen (hierzu werden die Vorkommen von Aldea del Obispo, Perales del Puerto, Arroyo de Vallefrías, Rio Coja sowie

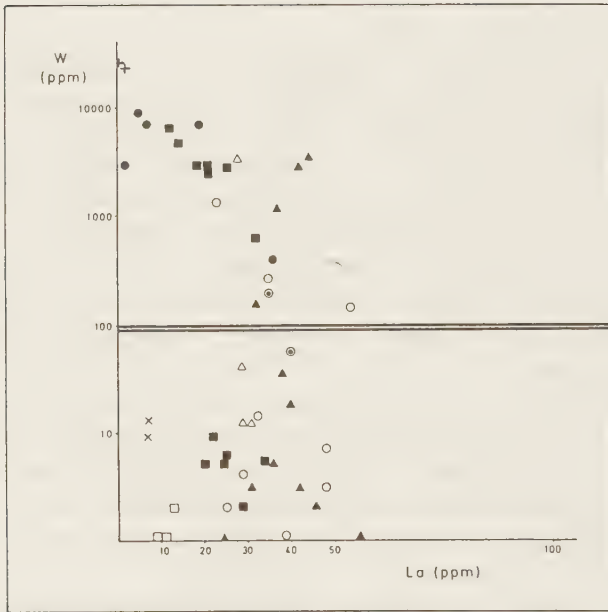


Abb. 48: W/La-Verhältnis der Kalksilikatgesteine der nachstehend aufgeführten Scheelitvorkommen (● = Skarnoide von Barca d'Alva, ○ = Kalksilikatfelse Barca d'Alva, ■ = Skarne Aldea del Obispo, □ = Marmor Aldea del Obispo, ▲ = Kalksilikatfels Regua, + = Skarnoid Perales del Puerto, x = Kalksilikatfels Aldeia de St. Margarida, ⊙ = Skarn Arr. de Vallefrías, Δ = Kalksilikatfels Rio Coja)

die Skarnoide von Barca d'Alva gerechnet) eine negative Korrelation zwischen W und den SEE La ($r = -.70$), Ce ($r = -.68$), Nd ($r = -.61$) und Sm ($r = -.65$) sowie eine positive Korrelation zwischen W und Tb ($r = .52$). Diese Werte entsprechen einem Vertrauensbereich von $> 95 \%$ bei $n = 16$. Bei der Berechnung wurden die Analysen der Kalksilikatfelse von Barca d'Alva ausgeschlossen, da die Scheelitführung in diesen Gesteinen als möglicherweise primär synsedimentär-diagenetische Vererzung angesehen wird.

Diese negative Korrelation in der Gruppe der kontaktmetasomatischen Scheelitvorkommen betrifft offensichtlich bevorzugt die LSEE. Sie wird dahingehend gedeutet, daß bei der Wolframzufuhr durch hydrothermale Lösungen im Gefolge einer Granitintrusion eine Abreicherung speziell der LSEE in den Trägergesteinen der Vererzung erfolgt. Das SEE-Verteilungsmuster (Abb. 50) bestätigt diese Aussage. Die Analysen der scheelitführenden Gesteine aus den kontaktmetasomatischen Scheelitvorkommen weisen mit Ausnahme des Tb

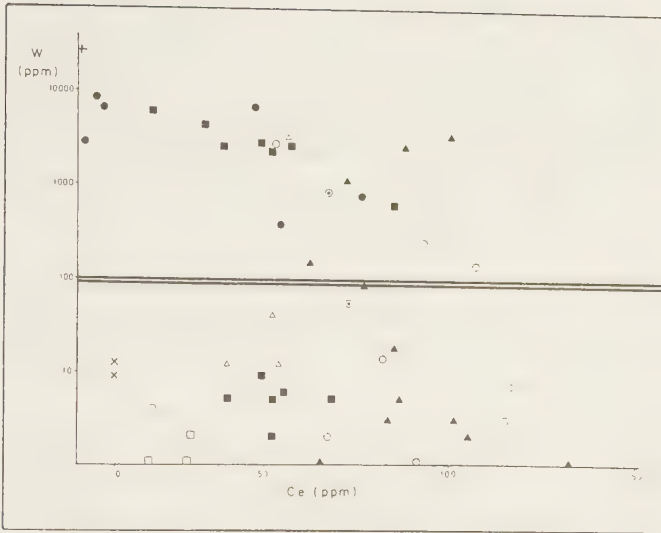


Abb. 49: W/Ce-Verhältnis der Kalksilikatgesteine der untersuchten Scheelitvorkommen. Probenkennung wie Abb. 48.

generell geringere SEE-Gehalte als die scheelitfreien Gesteine dieser Gruppe auf. Die SEE-Gehalte der scheelitführenden und der scheelitfreien Kalksilikatfelse des Scheelitvorkommens von Regua sind dagegen wesentlich höher.

Die negative Korrelation des W mit den LSEE La, Ce, Nd und Sm wird als charakteristisches geochemisches Merkmal der untersuchten kontaktmetasomatischen Scheelitvererzungen in Kalksilikatgesteinen angesehen. Die Abreicherung der vorstehenden LSEE bei gleichzeitiger W-Zufuhr steht offensichtlich in enger genetischer Beziehung zur Art der Wolframzufuhr bei der Kontaktmetasomatose bzw. zur Zusammensetzung der erzbringenden Lösungen. In den Scheelitvorkommen von Río Coja, Aldea del Obispo, Arroyo de Vallefrias, Perales del Puerto sowie in den Skarnoiden und zersetzten Pegmatiten von Barca d'Alva, die als kontaktmetasomatische Wolframvorkommen gedeutet werden, wurde jeweils die Mineralparagenese Scheelit + Fluorit neben anderen Mineralphasen beobachtet. Das gemeinsame Auftreten von Scheelit und Fluorit deutet eine Übereinstimmung mit Untersuchungen von SCHRÖCKE et al. (1982) an, die einen Transport von W (bei und oberhalb von 500 °C) in wäßrigen Gasphasen bei genügend hohen HF-Fugazitäten als WF_6 , vielleicht noch als Oxifluorid, nicht aber als Hydroxid, Chlorid oder Oxichlorid annehmen. Bei Temperaturen unter 550 °C ist der bereits von GUNDLACH & THORMANN (1960)

und von MANNING & HENDERSON (1984) bestätigte Wolframtransport durch Heteropolykomplexe möglich. Nach IVANOVA (mündliche Mitteilung) dürfte ein Wolframtransport durch Heteropolykomplexe erst unter 220 °C möglich sein. Diese Heteropolykomplexe (z.B. $H_3[Sb(W_3O_{10})_4]$, $H_3[P(W_3O_{10})_4]$ oder $H_8[Si(W_2O_7)_6]$) sind in sauren Lösungen stabil und ermöglichen den Transport und die Abscheidung von Wolfram als Scheelit durch Neutralisation dieser Lösungen infolge Reaktion mit dem Nebengestein (SCHRÖCKE et al., 1982).

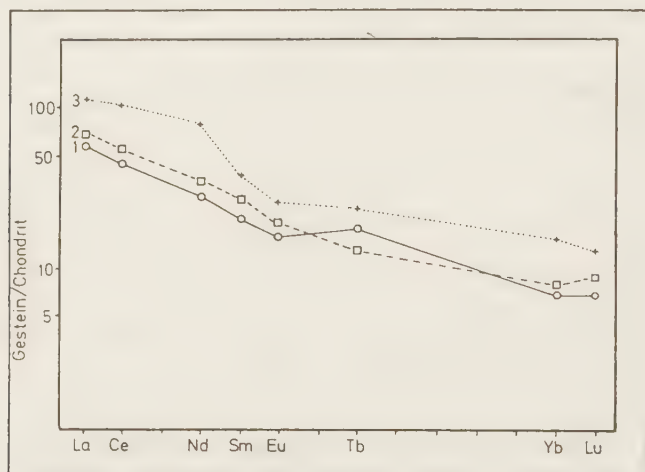
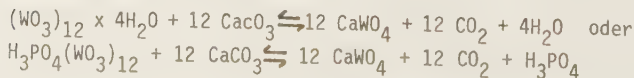


Abb. 50 : SEE-Verteilungsmuster der scheelitführenden Skarne und Skarnoide (1, Zusammenfassung der Analysenergebnisse aus den Scheelitvorkommen Barca d'Alva, Rio Coja, Aldea del Obispo. Arr. del Vallefrías; n = 16), der scheelitfreien Skarne (2, n = 7) und der regionalmetamorphen Kalksilikatfelse aus dem Scheelitvorkommen Regua (3, n = 12)

Über 550 °C zersetzen sich die Heteropolykomplexe (SCHRÖCKE et al., 1982). IVANOVA (1966; in Vorb.) und RAFAL'SKIY et al. (1984) halten einen Wolframtransport vor allem durch Chlorid-Lösungen für wahrscheinlich. Zwischen 300° und 450 °C ist nach Untersuchungen von RAFAL'SKIY et al. (1984) die Löslichkeit von W in Chlorid-Lösungen groß genug, um den Transport und die Bildung von Wolfram-Lagerstätten zu ermöglichen. MANNING (1984) hält ebenfalls einen W-Transport in Form von Chlorid-Komplexen bzw. als P-Heteropolykomplexe für wahrscheinlich. Die Ausfällung als Scheelit wäre nach folgenden Formeln vorstellbar:



Das von MANNING (1984) beobachtete Phänomen einer gegenläufigen Entwicklung von Au und W (hohe W-Gehalte bei niedrigen Au-Gehalten und umgekehrt), das er

auf den W-Transport durch Chlorid- und Phosphat-Lösungen zurückführt, ist in den untersuchten Vorkommen nicht feststellbar. Aufgrund des gemeinsamen Auftretens von Scheelit und Fluorit erscheint ein Wolframtransport durch fluorhaltige Lösungen wahrscheinlich und eine Bildung von Scheelit durch Reaktion dieser Lösungen mit karbonatischen Gesteinen nach der von LINDRATH (1922) genannten Gleichung



möglich.

Eine Bestätigung der Annahme eines Wolfram-Transports durch fluorhaltige Lösungen resultiert aus den Einzelmineralanalysen (vgl. Kap. 4.3.5). Die Untersuchungen von 3 Fluoritproben ergaben jeweils hohe Wolframkonzentrationen im Fluorit (26 - 2137 ppm W).

Die Abreicherung der angesprochenen LSEE bei der Wolframzufuhr läßt sich durch die Zusammensetzung der erzführenden Lösungen und die Prozesse bei der Kontaktmetasomatose erklären. MINEJEV (1963), ALDERTON et al. (1980) und HUMPHRIES (1984) belegen die erhöhte Mobilität der SEE in Anwesenheit von Fluor und vor allem die Möglichkeit zum Transport der SEE durch die Bildung von Fluorid-Komplexen $(\text{SEE})\text{F}^{2+}_2$ -, $(\text{SEE})\text{F}^{+}_2$ - oder $(\text{SEE})\text{F}_3$ -Komplexe). Bei der Kontaktmetasomatose ist gleichzeitig mit der Ausbildung einer CO_2 -Gasphase zu rechnen. Nach WENDLANDT & HARRISON (1979) reichern sich vor allem die LSEE in der Gasphase an und werden weggeführt, so daß mit einer relativen Verarmung der LSEE in den erzführenden Trägergesteinen zu rechnen ist. Die eigenen Ergebnisse spiegeln möglicherweise die gleichen Phänomene wider, die oben genannte Autoren beschreiben. Die Untersuchungen dieser Autoren ermöglichen eine zwanglose Erklärung der niedrigen LSEE-Gehalte in den kontaktmetasomatisch gebildeten Scheelitvorkommen. Die negative Korrelation des W mit den LSEE La, Ce, Nd und Sm und die geringeren LSEE-Gehalte in den scheelitführenden Kalksilikatgesteinen können offensichtlich als geochemisches Merkmal derjenigen scheelitführenden Kalksilikatgesteine angesehen werden, in denen die Wolframzufuhr durch hydrothermale Lösungen im Gefolge einer Granitintrusion erfolgte.

Diese geochemischen Merkmale untermauern die aufgrund der Geländebefunde getroffene genetische Zuordnung der untersuchten Scheelit-Kalksilikatvorkommen in Spanien und Portugal. Eine hydrothermale Wolframzufuhr im Gefolge eines Vulkanismus und eine Abscheidung unter der Oberfläche kann jedoch möglicherweise zu ähnlichen Phänomenen führen.

Ein weiteres Phänomen bei der Auswertung der Analysenergebnisse und der Berechnung der Korrelationen ist die bereits zuvor angesprochene positive

W-Tb-Korrelation. Sie war in den Kalksilikatgesteinen festgestellt worden, in denen die Wolframzufuhr durch hydrothermale Lösungen nach einer Granitintrusion erfolgte. In den Kalksilikatfelsen des Scheelitvorkommens von Barca d'Alva zeigt sich das gleiche Phänomen. Höhere Tb-Gehalte zeichnen die scheelitführenden Kalksilikatgesteine im Scheelitvorkommen von Barca d'Alva und Aldea del Obispo gegenüber den jeweiligen scheelitfreien Gesteinen aus.

Die neutronenaktivierungsanalytische Untersuchung von Scheelit- und Fluorit-Einzelmineralpräparaten widerspricht der in Kapitel 4.3.5 geäußerten Vermutung, daß eine Erhöhung der Tb-Gehalte in Scheelit- oder Fluorit-Körnern für die Erhöhung der Tb-Gehalte in den scheelitführenden Kalksilikatgesteinen bzw. für die positive W-Tb-Korrelation verantwortlich zeichnet.

Es erscheint unwahrscheinlich, daß die Erhöhung der Tb-Gehalte durch eine Überlagerung des Tb-Peaks und einen daraus resultierenden Meß- bzw. Auswertefehler bedingt ist. Der Peak von Tb-160 bei 879,4 keV wird zwar durch die W-187-Linie bei 879,4 keV überlagert, doch besitzt dieser W-187-Peak lediglich eine Effektivität von 0.16 %. W-187 ($t/2 = 23.8$ h) ist zudem nach einer Abklingzeit von etwa 750 Stunden zum Zeitpunkt der Tb-Messung bereits abgeklungen. Ein Fehler bei der Auswertung bzw. in der Meßtechnik kann mit hoher Wahrscheinlichkeit ausgeschlossen werden.

Andererseits ergaben die Untersuchungen keinen Hinweis zur geologisch-geochemischen Deutung der Tb-Anreicherung.

B: Scheelitfreie Kalksilikatgesteine (< 10 ppm W)

Abbildung 46 stellt die Korrelationen der scheelitfreien Kalksilikatgesteine dar. In dieser Probengruppe korreliert W positiv mit Na_2O , Ni und Cs. Korrelationen von W mit den SEE existieren nicht. Aus den Berechnungen der PEARSON-Korrelationskoeffizienten ergeben sich keine geologisch eindeutig interpretierbaren Ergebnisse. W kann keinen bestimmten Mineralphasen zugeordnet werden.

Die Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen lassen sich wie folgt zusammenfassen:

1. Die scheelitführenden Kalksilikatgesteine zeigen in denjenigen Wolframvorkommen geringere SEE-Gehalte als die scheelitfreien Kalksilikatgesteine ($W < 10$ ppm), in denen die Wolframzufuhr auf hydrothermale Lösungen im Gefolge einer Granitintrusion zu beziehen ist. Dieses Phä-

nomen, das vor allem in der Gruppe der LSEE bei Wolframgehalten > 100 ppm zu beobachten ist, wird auf eine Abreicherung der LSEE bei der Wolframzufuhr zurückgeführt.

Diese Abreicherung dokumentiert sich auch in einer negativen Korrelation zwischen W und den LSEE La, Ce, Nd und Sm. Sie wird einerseits dadurch erklärt, daß die fluorhaltigen, hydrothermalen Lösungen eine erhöhte Mobilität der SEE bewirken und ihren Transport ermöglichen. Andererseits dürfte die von WENDLANDT & HARRISON (1979) beschriebene Anreicherung und der Abtransport der LSEE in einer CO₂-Gasphase für die Abreicherung verantwortlich zeichnen.

2. Das unter 1. angesprochene Phänomen der negativen Korrelation von W mit einigen SEE sowie die Verringerung der LSEE in den scheelitführenden Trägergesteinen ist im Scheelitvorkommen von Regua nicht gegeben. Dieses Scheelitvorkommen wird genetisch zur Gruppe der sedimentär-diagenetischen Scheelitvorkommen gestellt und unterscheidet sich im W-SEE-Verhältnis (positive W/La- und W/Ce-Korrelation bei W > 100 ppm) signifikant von der Gruppe der kontaktmetasomatischen Scheelit-Kalksilikatvorkommen.

Anhand des spezifischen SEE-Verteilungsmusters und des typischen W-SEE-Verhältnisses ist in den untersuchten Scheelit-Kalksilikatvorkommen Spaniens und Portugals eine geochemische Charakterisierung der kontaktmetasomatisch gebildeten Scheelit-Kalksilikatvorkommen und eine Unterscheidung von den untersuchten, aufgrund der Geländebefunde wohl sedimentär-diagenetischen Scheelitvorkommen in regionalmetamorphen Kalksilikatgesteinen möglich.

5.2 Saure Intrusivgesteine

Die sauren Intrusivgesteine werden in zwei Teilgruppen untergliedert: Granite und Pegmatite + Aplite. Die Haupt-, Neben- und Spurenelementgehalte der beiden Gesteinsgruppen sind in Tabelle 15 aufgelistet.

Granite wie auch Pegmatite und Aplite weisen mit durchschnittlich 7 ppm W deutlich höhere W-Gehalte auf als die von WIENDL (1968) genannten durchschnittlichen W-Konzentrationen für saure Intrusivgesteine (1.55 ppm W für Granite, WIENDL, 1968).

Abbildung 51 gibt die Berechnungen der Produkt-Moment-Korrelationen wieder.

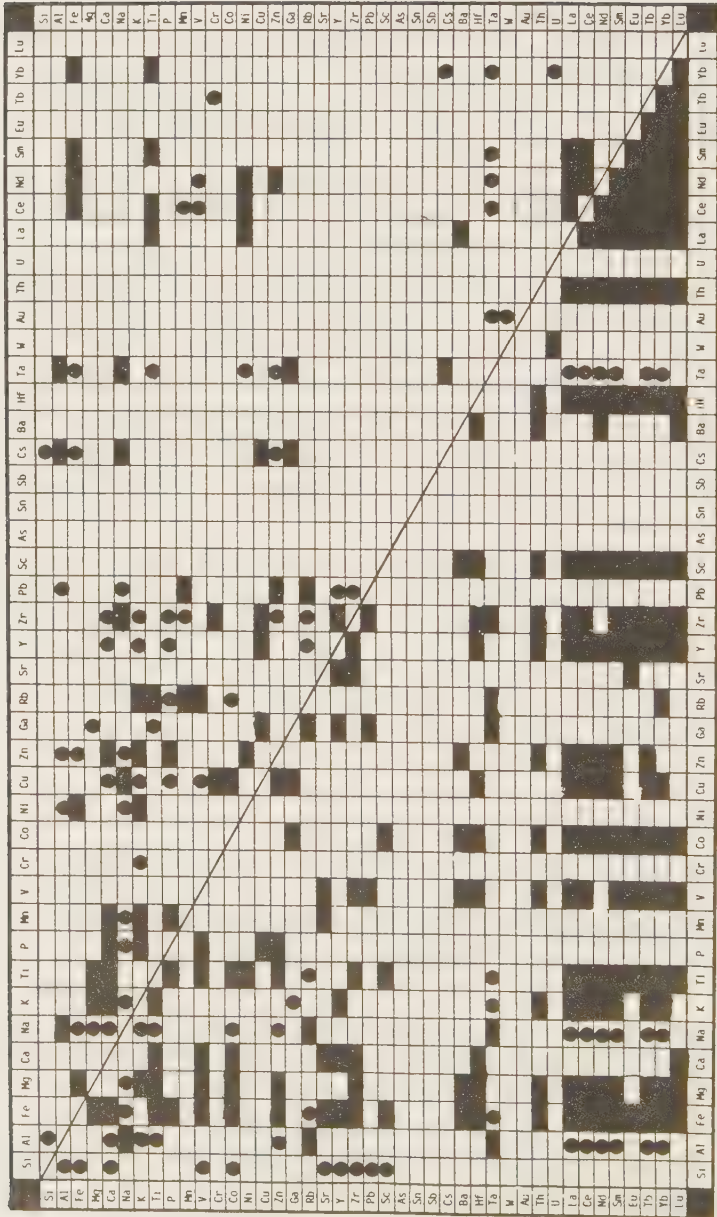


Abb. 51: Korrelationsmatrix saure Intrusivgesteine (gesamt) unterer Teil : Granite (n = 24/8)
 (■) positive Korrelation (●) negative Korrelation oberer Teil : Pegmatite/Aplite (n = 20/8)
 in Klammern: Anzahl der Analysen durch EDRFA / Anzahl der Analysen durch NAA

Eine positive Korrelation von W mit U in der Gruppe der Granite und eine negative W/Au-Korrelation bei den Pegmatit- und Aplit-Proben sind die einzigen Verknüpfungen des Elements W mit anderen Elementen auf dem geforderten Signifikanzniveau ($> 90\%$).

In Abbildung 51 fällt die große Anzahl an Interelementverknüpfungen der SEE in der Gruppe der Granite auf.

Die große geochemische Ähnlichkeit der SEE untereinander dokumentiert sich einerseits in den generell positiven Korrelationen der einzelnen SEE untereinander und andererseits in hohen Korrelationskoeffizienten, die oftmals das Verhältnis aller einzelnen SEE zu bestimmten anderen Elementen auszeichnet. Dieser Effekt wird in Abbildung 51 durch eine "Blockbildung" der Korrelationen der SEE veranschaulicht, die als positive Korrelationen (Signifikanzniveau $> 95\%$) das Verhältnis zu Fe_2O_3 , MgO , K_2O , TiO_2 , V, Co, Cu, Zn, Y, Zr, Sc, Hf und Th, als negative Korrelationen das Verhältnis zu Al_2O_3 , Na_2O und Ta kennzeichnen.

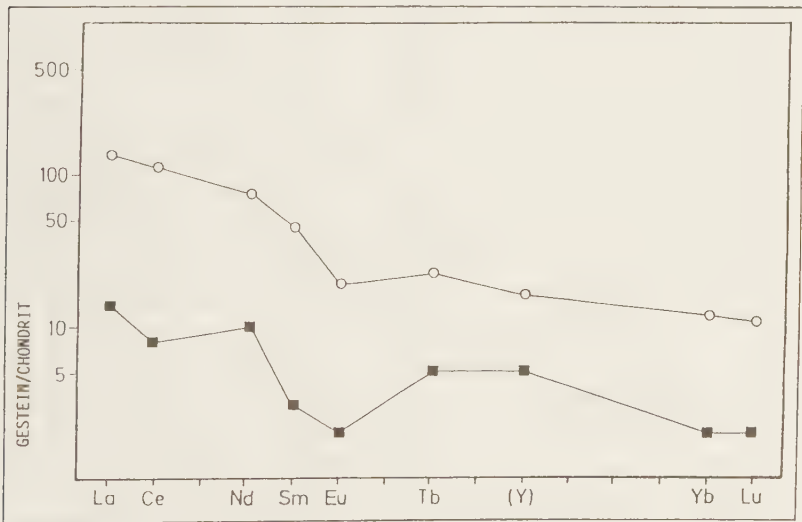


Abb. 52: SEE-Verteilungsmuster der Granite (○, $n = 8$) und der Pegmatit/Aplit (■, $n = 8$) (Analysendaten aus den untersuchten Scheelitvorkommen, Regua, Barca d'Alva, Rio Coja, Aldeia de St. Margarida, Aldea del Obispo und Perales del Puerto).

	x	s	min	max
Haupt- und Nebenelemente in Gew.-% (n = 23)				
SiO ₂	72.43	2.7	66.92	77.73
Al ₂ O ₃	15.08	1.3	12.85	19.20
Fe ₂ O ₃ *	2.10	1.3	.52	5.20
MgO	.45	.3	.01	1.05
CaO	.94	.5	.34	2.11
Na ₂ O	3.43	1.5	1.66	7.82
K ₂ O	4.12	1.1	1.84	5.90
TiO ₂	.28	.2	.01	.63
P ₂ O ₅	.26	.1	.01	.41
MnO	.06	.1	.01	.30
G. V.	.84	.5	.30	2.22
Summe	99.99			
Spurenelemente in ppm (EDRFA, n = 23)				
V	40	35.9	Sp	136
Cr	14	14.9	Sp	49
Co	4	4.2	Sp	21
Ni	16	10.7	Sp	39
Cu	33	15.3	6	68
Zn	139	48.1	31	244
Ga	27	11.3	17	59
Rb	305	64.7	220	536
Sr	45	33.8	Sp	125
Y	23	12.7	Sp	62
Zr	130	101.0	46	525
Pb	47	25.7	21	131
Spurenelemente in ppm (NAA, n = 8)				
Sc	8	3.7	Sp	12
As	13	10.8	Sp	30
Se	3	5.0	Sp	15
Sn	Sp			
Sb	Sp			
Cs	24	12.6	13	54
Ba	363	214.6	53	736
Hf	7	4.7	3	16
Ta	6	6.1	2.6	20.5
W	7	7.1	Sp	21
Au (ppb)	12	13.1	Sp	35
Th	18	11.6	3	36
U	7	3.6	Sp	12
La	38	24.8	3	79
Ce	79	54.6	4	173
Nd	41	23.5	8	74
Sm	8.1	6.2	.2	17.7
Eu	1.0	.8	.2	2.5
Tb	1.0	.6	.1	1.8
Yb	2.5	1.8	.1	4.6
Lu	.4	.3	.1	.8
Fe ₂ O ₃ * : Gesamteisen als Fe ₂ O ₃				

	x	s	min	max
Haupt- und Nebenelemente in Gew.-% (n = 20)				
SiO ₂	72.30	3.3	60.50	75.49
Al ₂ O ₃	16.76	2.2	14.85	24.34
Fe ₂ O ₃ *	.81	.5	.32	2.01
MgO	.11	.2	.01	.67
CaO	.49	.4	.05	1.46
Na ₂ O	5.32	2.4	2.83	9.84
K ₂ O	2.98	1.7	.20	7.11
TiO ₂	.05	.1	.01	.30
P ₂ O ₅	.41	.4	.02	1.52
MnO	.05	.0	.01	.12
G. V.	.98	.4	.46	1.82
Summe	99.28			
Spurenelemente in ppm (EDRFA, n = 20)				
V	7	6.3	Sp	27
Cr	93	194.4	Sp	764
Co	2	1.7	Sp	7
Ni	13	11.3	Sp	51
Cu	77	110.6	8	421
Zn	102	70.0	Sp	208
Ga	87	134.9	23	574
Rb	597	516.6	176	2454
Sr	21	35.9	Sp	130
Y	14	6.9	Sp	28
Zr	64	49.0	Sp	185
Pb	87	79.1	19	283
Spurenelemente in ppm (NAA, n = 8)				
Sc	3	5.0	Sp	15
As	135	329.1	Sp	947
Se	71	149.7	Sp	427
Sn	34	68.1	Sp	189
Sb	.9	.3	.2	1.0
Cs	143	155.7	26	466
Ba	106	158.0	Sp	480
Hf	3	2.9	Sp	9
Ta	140	194.4	2.3	579
W	7	6.7	Sp	17
Au (ppb)	14	13.6	Sp	29
Th	2	1.1	Sp	4
U	5	4.1	Sp	11
La	6	7.9	Sp	25
Ce	10	17.5	Sp	53
Nd	9	9.4	Sp	29
Sm	1.0	1.4	.1	4.1
Eu	.2	.3	.1	1.0
Tb	.3	.2	.1	.7
Yb	.4	.5	.1	1.4
Lu	.1	.0	.03	.1
Fe ₂ O ₃ * : Gesamteisen als Fe ₂ O ₃				

Tab. 15: Durchschnittliche Elementkonzentrationen der Granite (linke Tabellenhälfte) und der Pegmatite/Aplite. $\bar{x}$ = Mittelwert, s = Standardabweichung, $\min$ = Minimalwert, $\max$ = Maximalwert Analysendaten aus den untersuchten Scheelitvorkommen von Extremo, Regua, Barca d'Alva, Rio Coja, Nave, Aldeia de Sta. Margarida, Aldea del Obispo und Perales del Puerto.

Anhand der positiven Korrelationen soll versucht werden, die SEE bestimmten Mineralphasen der Granite zuzuordnen. Dabei kristallisiert sich aufgrund der positiven Korrelation mit Y, Zr und Hf ein Einbau der SEE in Zirkon heraus, da sowohl Y als auch Hf vorzugsweise in Zirkon eingebaut werden. Zirkon ist als eines der wesentlichen Trägerminerale der SEE bekannt. Die positiven Korrelationen mit Fe_2O_3 , MgO , K_2O , TiO_2 , V und Co spiegeln möglicherweise einen Einbau im Biotit wider. Sc kann sowohl im Biotit als auch im Zirkon vorhanden sein.

Die von BALASHOV (1966) und WEDEPOHL (1975) postulierte kontinuierliche Zunahme des SEE-Gehalts von Gabbros zu Apliten kann in dieser allgemeinen Form in den untersuchten Graniten bzw. Pegmatiten und Apliten nicht bestätigt werden. EMMERMANN et al. (1975) belegen eine Abnahme der SEE mit zunehmender Fraktionierung einer granitischen Schmelze. Diese von EMMERMANN et al. (1975) an Graniten des Schwarzwalds gemachten Beobachtungen lassen sich ohne weiteres auf die eigenen Untersuchungen an Graniten, Pegmatiten und Apliten Spaniens und Portugals übertragen. Abbildung 52 hebt die geringeren SEE-Gehalte der Pegmatite und Aplite gegenüber den Graniten hervor, wobei die Verringerung der LSEE besonders ausgeprägt ist. Hierin liegt in meinen Augen ein Schlüssel zum Verständnis der niedrigeren SEE-Gehalte der scheelitführenden Skarne, da die Restlösungen der Granite offensichtlich geringe SEE-Gehalte aufweisen. Die überproportionale Abnahme des Gehalts an LSEE in Pegmatiten und Apliten ist nach EMMERMANN et al. (1975) darauf zurückzuführen, daß Biotit bevorzugt die LSEE einbaut und dadurch eine Verringerung der LSEE in der Schmelze bewirkt. Dies steht im Widerspruch zu Aussagen von HANSON (1980), nach denen sich weder die LSEE noch die SSEE im Biotit anreichern (Biotit hat generell niedrige und relativ konstante Verteilungskoeffizienten für die SEE, HANSON, 1980). Biotit sollte dementsprechend keinen Einfluß auf das SEE-Verteilungsmuster ausüben (HANSON, 1980).

Ein auffälliges Kennzeichen des SEE-Verteilungsmusters der Pegmatite und Aplite (Abb. 52) ist eine positive Nd-Anomalie, die eine Anreicherung des Nd im Vergleich zu den anderen SEE dokumentiert.

5.2.1 Klassifizierung der Granite

CHAPPELL & WHITE (1974) und WHITE & CHAPPELL (1977) nennen folgende Charakteristika zur Unterscheidung von "S-type"- und "I-type"-Granitoiden. Danach fehlen den "S-type"-Granitoiden Hornblende, Klinopyroxen und Titanit. Che-

misch zeichnen sie sich durch ein $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$ -Verhältnis >1 aus. Die Granite sämtlicher untersuchter Einzelvorkommen erfüllen diese Bedingungen ($\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}) = 1.98$). Ein Vergleich mit den von PITCHER (1982) genannten Kriterien zur Klassifizierung der Granite (Einteilung der Granite in M-type, I-(cordilleran)type, I-(caledonian)type, S-type, A-Type) führt zu einem übereinstimmenden Ergebnis (Zuordnung der untersuchten Granitoide zu S-type Granitoiden). Diese Beobachtungen bestätigen die Untersuchungen durch SCHERMERHORN (1956), CAPDEVILA & FLOOR (1970), FLOOR et al. (1970), ING SOEN (1970), MENDES (1968), NEIVA (1973), SANTOS OLIVEIRA et al. (1979) und BARR & AREIAS (1980), die die Granite übereinstimmend als anatektische Granite einstufen.

5.3 Albit-Biotit-Quarz-Schiefer

Aus Tabelle 16 gehen die durchschnittlichen Elementgehalte der Albit-Biotit-Quarz-Schiefer hervor. Sie belegen im Si-Al-Fe-Konzentrationsdreieck nach MOORE & DENNEN (1970) (Abb. 53) zum überwiegenden Teil das Feld der Grauwacken. Einzelproben finden sich aber sowohl im Feld der Sub-Grauwacken als auch im Feld der Schiefer. Die schwarzen Quadrate repräsentieren die Quarzite des Scheelitvorkommens Machorrinho/Azevo, die fast ausschließlich in das Feld der Ortho-Quarzite fallen.

Nach GOLDSCHMIDT (1954) und FLEET (1984) entspricht der SEE-Gehalt der Sedimente in etwa der SEE-Konzentration der oberen Erdkruste. In Abbildung 54 sind die durchschnittlichen, chondrit-normierten SEE-Gehalte von amerikanischen Schiefen (NASC - North American Shale Composite, HASKIN et al., 1968), von Grauwacken (HASKIN et al., 1966) und von Albit-Biotit-Quarz-Schiefen des Arbeitsgebietes aufgetragen. Die geringeren SEE-Konzentrationen in Grauwacken gegenüber der NASC führt FLEET (1984) großteils auf die Abnahme an Tonmineralen und die gleichzeitige Zunahme an Quarz zurück. Der in Abbildung 54 dargestellte Mittelwert der Albit-Biotit-Quarz-Schiefer weist im Vergleich zur NASC und zu den Grauwacken höhere SEE-Gehalte und eine stärkere Fraktionierung der LSEE auf: $(\text{La}/\text{Lu})_{\text{cn}} = 14.7$ gegenüber 6.3 des NASC.

	$\bar{x}$	s	min	max
Haupt- und Nebenelemente in Gew.-% (n = 23)				
SiO ₂	65.85	5.2	56.69	78.70
Al ₂ O ₃	15.54	2.7	9.22	20.38
Fe ₂ O ₃ *	5.90	1.4	2.75	9.04
MgO	2.34	.8	1.08	3.98
CaO	1.71	1.1	.29	5.17
Na ₂ O	2.14	.9	.32	3.60
K ₂ O	3.98	1.2	2.02	6.69
TiO ₂	.78	.1	.47	1.01
P ₂ O ₅	.18	.1	.05	.38
MnO	.10	.1	.03	.40
G.V.	1.40	1.1	.47	5.46
Summe	99.92			
Spurenelemente in ppm (EDRFA, n = 23)				
V	166	50.9	81	290
Cr	46	27.3	Sp	103
Co	10	4.3	4	24
Ni	15	10.3	Sp	41
Cu	32	13.4	14	73
Zn	92	27.1	47	164
Ga	21	3.8	16	30
Rb	159	48.5	66	240
Sr	312	256.4	25	1101
Y	36	7.5	26	61
Zr	204	63.2	79	312
Pb	26	15.5	14	86
Spurenelemente in ppm (NAA, n = 5)				
Sc	21	2.9	17	24
As	10	7.9	2	21
Se	.1	.5	Sp	2
Sn	Sp			
Sb	Sp			
Cs	79	132.0	10	314
Ba	895	152.0	632	999
Hf	7	.9	6	8
Ta	1.9	.4	1.2	2.3
W	2	1.2	Sp	4
Au (ppb)	12	6.7	Sp	19
Th	16	4.8	9	20
U	2	.9	Sp	3
La	45	14.4	30	65
Ce	106	21.7	76	129
Nd	55	19.3	33	73
Sm	6.6	2.2	4.2	10.1
Eu	2.2	.7	1.6	3.0
Tb	.8	.3	.4	1.0
Yb	2.8	.6	2.4	3.9
Lu	.3	.1	.3	.4
Fe ₂ O ₃ * : Gesamtisen als Fe ₂ O ₃				

Tab. 16: Durchschnittliche Elementgehalte der Albit-Biotit-Quarz-Schiefer. Zusammenfassung der Analysendaten aus den Scheelitvorkommen von Extremo, Regua, Barca d'Alva, Rio Coja, Aldea del Obispo; $\bar{x}$ = Mittelwert; s = Standardabweichung; min = Minimalwert; max = Maximalwert

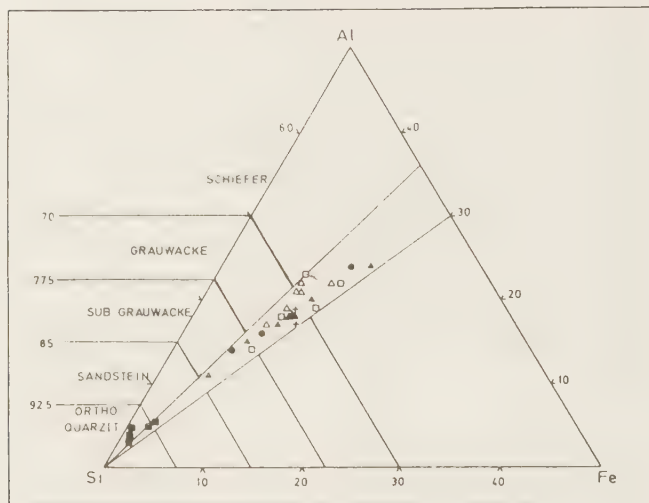


Abb. 53: Darstellung der Albit-Biotit-Quarz-Schiefer im Si-Al-Fe-Konzentrationsdreieck nach MOORE & DENNEN (1970). (●) Extremo; (△) Regua; (□) Barca d'Alva; (+) Rio Coja; (▲) Aldea del Obispo; (■) Quarzite Machorrinho/Azevo. Die untersuchten Schieferproben reichen vom Feld der Sub-Grauwacken bis in das Feld der Schiefer. Die Quarzite aus dem Scheelitvorkommen von Machorrinho/Azevo belegen das Feld der Ortho-Quarzite.

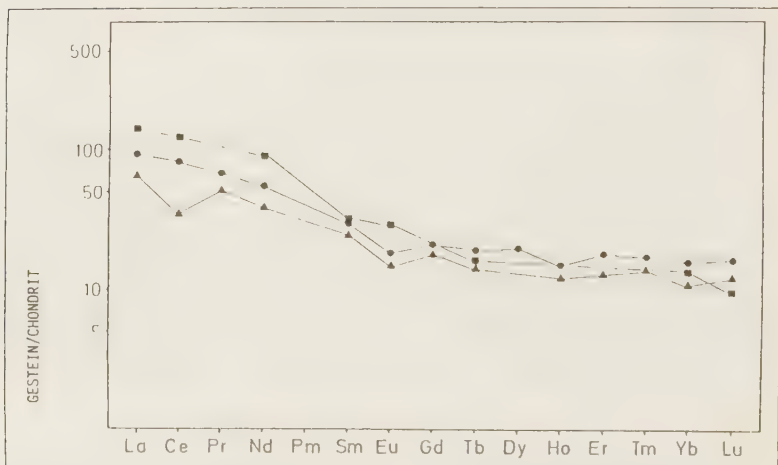


Abb. 54: SEE-Verteilungsmuster der Albit-Biotit-Quarz-Schiefer (■, n = 5; Mittelwert von Schieferproben aus den Scheelitvorkommen Regua, Barca d'Alva und Aldea del Obispo), des NASC (●), HASKIN et al. (1968) und von Grauwacken (▲), HASKIN et al. (1966).

6. Die Wolframvorkommen der Zentraliberischen Zone

In Abbildung 3 wurde die Verbreitung der derzeit bekannten Scheelit-Kalksilikatvorkommen der Zentraliberischen Zone in Portugal und West- bzw. Zentralspanien dargestellt. Die Vorkommen konzentrieren sich in einem bis zu 100 km breiten Streifen, der sich von der Nordgrenze Portugals parallel zum Nordwest-Südost-Streichen der Metasedimentserien des Schiefer-Grauwacken-Komplexes bis in das Zentralkastillische Scheidegebirge ("sistema central") verfolgen läßt. In Portugal ist allerdings eine wesentlich größere Anzahl an Scheelit-Kalksilikatvorkommen bekannt, so daß der Fortsetzung der Sedimentserien in Spanien innerhalb des angesprochenen "Streifens" besonderes Interesse für die Suche nach weiteren Wolframvorkommen galt.

Der regionale Schwerpunkt der Prospektionsarbeiten (stream-sampling) war das Gebiet nördlich und südlich von Ciudad Rodrigo, das als Wolfram-höfliches Gebiet angesehen wurde.

Die Prospektion im Süden von Ciudad Rodrigo hat das gesamte Metasedimentareal zwischen Ciudad Rodrigo und Perales del Puerto abgedeckt (Abb. 3). Südlich von Perales del Puerto tauchen die Serien des Schiefer-Grauwacken-Komplexes unter tertiärer Bedeckung ab, im Osten werden sie durch die Granite des "sistema central" begrenzt. Es ergaben sich nur wenige Scheelitanomalien, die sich jeweils auf bekannte Scheelit-Quarz-Gänge beziehen ließen.

Aus der Bearbeitung der Einzelvorkommen ergab sich, daß die Kalksilikatgesteine überwiegend zusammen mit dem charakteristischen Nebengesteinstyp des Albit-Biotit-Quarz-Schiefer auftreten. Diese Gesteine, die z.T. auch gröberklastische Partien aufweisen (Turbiditfolgen), sind an den Einwirkungsbereich eines ehemaligen Schwellengebiets (Ollo de Sapo-Antiklinale nach WALTER, 1982) gebunden. Im Bereich von Ciudad Rodrigo gehen sie nach Süden in eine mächtige, monotone Glimmerschieferfolge über, die eine ehemals feinpelitische Sedimentation dokumentiert und sich in unveränderter Ausbildung bis in den Bereich Cáceres verfolgen läßt.

Kalksilikatgesteine sind im Gebiet südlich von Ciudad Rodrigo nicht bekannt. Die Wolframvorkommen im Gebiet zwischen Ciudad Rodrigo und Cáceres gehören mit Ausnahme des Vorkommens Perales del Puerto zum Typ der pegmatitisch-pneumatolytischen Wolframvorkommen bzw. zum Typ der hydrothermalen Wolfram-Quarz-Gänglagerstätten.

Im Norden bzw. Nordwesten von Ciudad Rodrigo konnte das Scheelitvorkommen von Aldea del Obispo nachgewiesen werden. Außerdem wurde eine Scheelitmineralisation bei Gallegos de Arganan festgestellt und ein scheelitführendes Gebiet am Rio Agueda räumlich eingegrenzt. An der Mündung des Rio Huebra in den Rio Duero (unterhalb der Staumauer des Embalse de Saucelle) tritt die Scheelitführung ebenfalls in Quarz-Gängen bzw. auf Kluftflächen auf. Das Scheelitvorkommen liegt am Kontakt des Granits von Saucelle zu den Albit-Biotit-Quarz-Schiefern des Schiefer-Grauwacken-Komplexes.

7. Lagerstättenkundlich-genetische Zusammenfassung

In Portugal und Spanien wurden genetisch verschiedenenartige und verschiedenaltige Wolframvorkommen nachgewiesen.

Als älteste, schichtgebundene Wolframvorkommen werden die Vorkommen von Morille (ARRIBAS, 1979, 1980) sowie Aldeia de Sta. Margarida, Regua und die Albit-Biotit-Quarz-Schiefer von Barca d'Alva angesehen. Sie sind integraler Bestandteil des oberproterozoischen bis kambrischen Schiefer-Grauwacken-Komplexes. Im Scheelitvorkommen von Aldeia de Sta. Margarida läßt sich der zeitliche und genetische Zusammenhang mit einem submarinen basischen Vulkanismus und begleitender Hydrothermentätigkeit zeigen. Regionalmetamorphe Kalksilikatfelse treten im Scheelitvorkommen von Regua als Trägergesteine auf. Nach den vorliegenden Befunden war der Scheelitbestand bereits prämetamorph im Ausgangsgestein der Kalksilikatfelse vorhanden. Er stellt vermutlich einen primär syngedimentär-diagenetischen Bestandteil dieser Gesteine dar. Eine prämetamorphe Scheelitanreicherung ist auch für die scheelitführenden Albit-Biotit-Quarz-Schiefer im Scheelitvorkommen von Barca d'Alva zu postulieren. ARIBAS (1979, 1980) kommt zu den gleichen Erkenntnissen für die Scheelitvorkommen im Bereich von Morille, die er als syngenetisch-diagenetische Vererzungen interpretiert. Die Erzzufuhr dürfte in den genannten Scheelitvorkommen analog zum Scheelitvorkommen von Aldeia de St. Margarida im genetischen Zusammenhang mit einem submarinen Vulkanismus und begleitender Hydrothermentätigkeit stehen.

Eine zweite Phase der Lagerstättenbildung ist altersmäßig dem Silur zuzuordnen. Auch in silurischen Kalksilikatgesteinen werden primär schichtgebundene Scheelitvorkommen angetroffen. Hierzu zählen die Vorkommen von Venda Nova (NORONHA & SAAVEDRA, 1975, NORONHA, 1976) und Cravezes (FARINHA RAMOS & VIEGAS, 1980). Aufgrund der eigenen Geländeuntersuchungen ist die Wolframzufuhr in diesen Vorkommen ebenfalls auf eine Hydrothermentätigkeit im Gefolge eines submarinen Vulkanismus zu beziehen. Die ehemalige Scheelitlagerstätte Machorrinho/Azevo, in der die Vererzung an silurische Quarzite gebunden ist, weist aufgrund ihrer petrographisch-geochemisch-lagerstättenkundlichen Charakteristika eine auffallende Ähnlichkeit zu rezenten Wolframvererzungen in Kieselgelablagerungen des Frying Pan Lake/Taupo-Vulkanzone/Neuseeland auf (HÖLL, pers. Mitteilung).

Aus diesen Befunden geht hervor, daß auch im Silur primär schichtgebundene, syngedimentär-diagenetische, vulkanogen-hydrothermale Scheelitvererzungen gebildet wurden.

ARRIBAS & GUMIEL (1984) beschreiben eine schichtgebundene, vulkanogen-hydrothermale Sb-(W-Hg-)Vererzung in devonischen Sedimenten (San Antonio Sb-Lagerstätte, Provinz Badajoz).

Die dritte Phase der Bildung von Wolframlagerstätten ist an die Intrusion der variszischen Granitoide gebunden. Die variszischen Granitoide zeichnen für den Großteil der Wolframvererzungen in Spanien und Portugal verantwortlich. Der Erzinhalt dieser Granitoide ist zumindest teilweise von einer Remobilisation eines Wolfram-Altbestands und dessen Anreicherung in den Restlösungen der Granitoide abzuleiten. Die alte Erzführung in präkambrischen bis kambrischen sowie silurischen und devonischen Gesteinen unterlag zusammen mit ihrem geologischen Rahmen der variszischen Anatexis und Granitisation. Es ist nach meiner Meinung davon auszugehen, daß ein Teil der Wolframvorkommen der Zentraliberischen Zone dem Typus der "Regenerierten Lagerstätten" zuzuordnen ist. Als charakteristisches Beispiel für diesen Lagerstättentyp sei auf die Wolframit-Quarz-Gänge im Scheelitvorkommen von Aldeia de Sta. Margarida hingewiesen.

Aus den vorherrschend gangförmigen Vererzungen stammt der Großteil der spanischen und portugiesischen Wolframproduktion. Als wichtigste Lagerstätten dieses Typs sind La Parilla und Barruecopardo in Spanien (Scheelit-Quarz-Gänge + Wolframit) sowie Panasqueira (Cassiterit und Wolframit) und Borralha (Wolframit und Scheelit) in Portugal zu nennen. Neben diesen gangförmigen Vererzungen sind vor allem auch die kontaktmetasomatischen Scheelit-Skarnlagerstätten (z.B. Covas/Valdarcas in Portugal sowie die in der vorliegenden Dissertation untersuchten Scheelitvorkommen dieses Typs) auf die Intrusion der variszischen Granitoide zu beziehen.

Die Untersuchungen bestätigen die Vermutung von ARIBAS (1979, 1980), DERRE (1982) und NORONHA (1976), daß im Hesperischen Massiv prävariszische Wolframkonzentrationen existieren. Auffällige Ähnlichkeiten in bezug auf die Genese und Altersstellung bestehen zu den Wolframvorkommen in Südwestdeutschland (SCHMEDERER, in Vorbereitung) und Nordostbayern (JUNG & HÖLL, 1982; JUNG, in Vorbereitung).

7. Danksagung

Die vorliegende Arbeit entstand unter der Leitung und auf Anregung meines geschätzten Lehrers, Herrn Prof. Dr. R. Höll. Für die Betreuung und die vielen Diskussionen bedanke ich mich herzlich.

Posthum sei Herrn Prof. Dr. K. Schmidt für die Bereitstellung eines Arbeitsplatzes gedankt.

Ganz besonderer Dank gilt Herrn J.W. Trammell, Union Carbide Corporation, Grand Junction, U.S.A. Seine Anregung und sein persönlicher Einsatz ermöglichten die finanzielle Förderung des Projekts durch die Union Carbide Corporation, für die ich mich herzlich bedanke. Allen Mitarbeitern der Union Carbide Ibérica, Madrid, gilt mein Dank für die vielfältigen Hilfestellungen während meines Geländeaufenthalts.

Der Konrad-Adenauer-Stiftung danke ich für die finanzielle Förderung durch ein Stipendium des Instituts für Begabtenförderung.

Herrn Prof. Dr. K. Weber-Diefenbach sei für die Hilfestellung bei der Durchführung der Analytik und für die Bereitschaft zur Diskussion geochemischer Fragestellungen gedankt.

Herrn Dr. H. Stärk und Herrn H. Müller sowie allen Mitarbeitern am Institut für Radiochemie der Technischen Universität München bin ich zu Dank verpflichtet. Die Erlaubnis, neutronenaktivierungsanalytische Messungen durchzuführen und die vielfältige Unterstützung haben sehr viel zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen.

Herrn Prof. Dr. L. Masch und Herrn Dr. K.T. Fehr danke ich für ihre Hilfe bei petrographischen Fragestellungen.

Herrn Prof. Dr. H. Schröcke gilt mein Dank für Diskussionen über die Bildung von Wolfram-Lagerstätten.

Herrn Dr. B. Lammerer und Herrn Dr. F. Söllner danke ich für ihre Hilfe beim Erstellen der Arbeit.

Ein herzliches "muchas gracias" an Prof. Dr. A. Arribas/Universität Salamanca und Prof. Dr. D. Thadeu/Universität Lissabon für ihre Hilfe während meines Geländeaufenthalts.

Herrn J.F. Schmederer und Herrn R. Jung sowie allen Mitarbeitern und Kollegen am Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie sei für die anregenden Diskussionen und ihre stete Hilfsbereitschaft gedankt.

Herzlichen Dank möchte ich meinen Eltern und Schwiegereltern für ihre Hilfsbereitschaft sagen.

Ein herzliches Dankeschön gilt Karin, Matthias und Maria-Christina.

A N H A N G

Erläuterungen zu den Analysentabellen

Die Elementoxide, Summe, Glühverlust und H_2O^- sind in Gewichtsprozent angegeben; die Spurenelemente in ppm (Au in ppb); Gesamteisen als Fe_2O_3 .

Abkürzungen:

Gew.-% = Gewichtsprozent; GV = Glühverlust; H_2O^- = Haftwasser; Sp = Spuren; nb = nicht bestimmt; Nr. = Gesteinskennummer. Die erste Ziffer kennzeichnet das jeweilige Scheelitvorkommen: (1) = Extremo, (2) = Regua, (3) = Barca d'Alva, (4) Granja-Canado, (5) = Rio Coja, (6) Nave, (7) Aldeia de Sta. Margarida, (8) = Aldea del Obispo, (9) = Perales del Puerto, (10) = Arrojo de Vallefrías, (11) = Buitrago del Lozoya, (12) = Machor-rinho/Azevo.

Gesteinsbezeichnungen

Gr	= Granit
Ap	= Aplit
Pg	= Pegmatit
A	= Amphibolit
Lp	= Lamprophyr
Lp (a)	= Lamprophyr, stark alterierte Probe
M	= Marmor
Ks	= Kalksilikatfels
Sk	= Skarn
Skd	= Skarnoid
Gf	= Granatfels
Vf	= Vesuvianfels
Sf	= Schiefer
Gn	= Gneis
Qu	= Quarzit
Kg	= Konglomerat
QTsf	= Quarz-Turmalin-Schiefer

Erläuterungen zu den Korrelationsmatrizen:

Aufgrund z.T. geringerer Probenzahlen für einzelne Elemente als angegeben (z.B. bei einzelnen Elementen Werte unterhalb der Erfassungsgrenze), können in den Abbildungen 55 - 61 Werte für den Korrelationskoeffizienten r aufscheinen, die dem geforderten Signifikanzniveau (95 % bzw. 90 % für W) entsprechen würden und eine Korrelation vortäuschen. Die Korrelationen auf dem geforderten Signifikanzniveau sind jeweils im Text abgebildet.

Extremo

Regua

No. Typ	1 1 KS	1 2 KS	1 3 Gr	1 4 Gr	1 5 KS	1 6 KS	Regua									
							2-1 KS	2 2 KS	2 3 KS	2 4 KS	2-5 KS	2 6 KS	2 7 KS	2 8 KS	2-9 KS	2 10 KS
(Gew.-%)																
SiO ₂	75,65	59,36	71,15	71,45	49,98	48,75	69,03	73,60	67,78	60,78	66,34	65,77	58,33	59,36	58,78	60,79
Al ₂ O ₃	11,71	20,35	13,00	15,51	18,10	18,71	12,29	10,63	11,52	12,87	11,67	11,79	11,88	14,79	11,33	12,44
Fe ₂ O ₃	3,79	7,47	5,34	2,15	7,52	6,67	4,10	2,78	2,66	3,56	2,70	1,15	3,50	2,90	4,76	3,99
MgO	1,08	1,16	1,46	0,34	4,43	5,12	2,19	1,72	1,94	1,77	2,00	2,48	2,09	1,86	2,67	2,11
CaO	0,51	0,40	0,41	0,59	17,36	18,79	7,76	5,83	10,91	16,03	13,10	12,02	19,50	16,76	19,47	16,91
Na ₂ O	0,99	1,46	0,72	2,91	1,70	1,75	1,42	1,48	1,46	1,07	0,98	1,64	1,04	0,98	1,11	0,90
K ₂ O	2,53	4,10	5,89	5,32	0,70	0,18	0,18	0,98	0,38	0,25	0,27	0,33	0,76	0,70	0,24	0,73
TiO ₂	0,56	0,74	0,57	0,35	0,60	0,46	0,64	0,52	0,64	0,78	0,68	0,81	0,73	0,75	0,64	0,69
P ₂ O ₅	0,09	0,15	0,19	0,41	0,76	0,28	0,26	0,32	0,43	0,75	0,32	0,39	0,40	0,36	0,29	0,11
MnO	0,06	0,40	0,22	0,02	0,70	0,17	0,11	0,13	0,13	0,11	0,06	0,45	0,14	0,04	0,26	0,19
GV	1,78	2,38	0,97	1,37	0,59	1,79	0,82	1,39	1,50	1,23	1,13	6,72	0,78	1,42	0,45	1,03
Summe	98,75	99,73	99,92	100,42	100,44	100,67	98,80	99,38	99,35	99,60	99,19	99,85	99,15	99,42	99,50	99,11
(ppm)																
H ₂ O	0,47	0,61	0,33	0,55	0,14	0,20	0,21	0,35	0,22	0,35	0,13	0,10	0,05	0,17	0,15	0,27
V	81	267	143	48	131	144	57	50	55	61	33	63	120	57	60	67
Cr	65	53	21	5p	210	93	120	46	11	5p	5p	49	5p	15	60	18
Co	5	16	7	3	12	9	8	5	4	7	5	5	4	4	5	5
Ni	24	70	16	39	9	50	13	7	30	68	66	43	32	59	26	22
Cu	31	46	30	17	24	26	79	51	40	nb	nb	41	53	30	12	15
Zn	176	170	164	166	106	91	100	76	132	nb	nb	74	291	145	61	125
Ga	16	19	26	19	16	15	21	18	17	21	23	17	17	17	14	12
Pb	145	212	240	273	5	5p	11	26	26	1	10	70	5p	8	5p	1
Sr	99	98	25	49	191	117	239	?	460	670	742	309	268	490	122	172
Y	35	50	29	13	13	11	29	28	28	21	22	26	20	23	7	17
Zr	302	176	79	133	49	41	178	708	167	167	313	499	186	310	66	104
Pb	30	15	29	43	15	8	19	28	29	nb	nb	40	117	47	13	24

Regua

Nr.	Typ	(Gew. %)	2-11	2-12	2-13	2-14	2-15	2-16	2-17	2-18	2-19	2-20	2-21	2-22	2-23	2-24	2-25	2-26	2-27
			Ks	Ks	Ks	Ks	Ks	Ks	Ks	Ks	Ks	Ks	Ks	Ks	Ks	Ks	Ks	Ks	Ks
			65,43	66,3	64,38	61,96	61,99	62,23	64,57	62,43	61,92	62,00	61,50	65,95	62,69	62,21	56,44	66,16	61,45
			13,10	12,5	13,39	17,92	11,27	11,64	12,17	11,69	13,44	12,53	15,15	12,59	13,21	14,42	14,66	13,17	14,73
			4,04	3,5	3,88	4,19	3,43	3,94	3,23	3,42	3,80	3,29	3,17	2,70	3,45	2,51	3,68	2,42	2,08
			2,42	2,4	2,39	2,50	2,30	2,25	2,11	2,13	2,25	2,06	2,19	2,05	2,34	1,71	2,61	1,72	1,51
			10,39	11,3	11,30	14,32	17,28	15,04	12,70	14,14	14,30	15,03	13,23	11,34	12,80	13,60	16,81	10,61	14,70
			1,20	0,57	1,37	0,91	0,91	1,65	1,67	1,23	1,05	1,75	1,89	2,02	2,05	1,57	1,40	2,56	2,44
			0,50	0,5	0,47	0,30	0,21	0,44	0,24	0,29	0,36	0,20	0,33	0,35	0,45	1,92	2,07	0,62	0,41
			0,77	0,9	0,76	0,81	0,51	0,75	0,58	0,64	0,74	0,66	0,74	0,68	0,69	0,53	0,58	0,57	0,46
			0,29	0,1	0,31	0,30	0,33	0,28	0,32	0,28	0,31	0,30	0,33	0,37	0,26	0,67	0,38	0,43	0,32
			0,09	0,07	0,05	0,12	0,14	0,09	0,07	0,07	0,06	0,08	0,04	0,03	0,06	0,06	0,18	0,02	0,04
			0,92	1,07	1,18	0,92	1,07	0,51	1,50	2,70	1,00	1,08	0,89	1,26	1,25	0,90	1,35	1,09	1,36
Summe			99,15	99,2	99,18	99,25	99,44	98,82	99,16	99,02	99,23	98,98	99,51	99,34	99,25	100,10	100,16	99,37	99,50
H ₂ O ⁺			0,15	0,1	0,18	0,20	0,10	0,20	0,15	0,19	0,10	0,05	0,27	0,22	0,25	0,20	0,27	0,24	0,12
V			67	79	74	64	53	50	51	55	47	39	42	41	6	52	58	30	29
Cr			86	10	49	54	22	52	38	67	48	64	56	41	39	Sp	24	33	27
Co			7	5	6	6	4	6	5	5	5	4	4	4	5	3	5	4	3
Ni			42	24	35	34	21	33	21	39	30	37	30	28	31	25	33	37	26
Cu			58	36	39	26	11	38	24	34	30	18	28	28	20	18	22	30	19
Zn			113	103	100	108	98	156	81	81	133	78	86	94	68	108	105	134	117
Ga			17	14	17	17	14	16	16	14	16	13	18	16	17	16	17	17	19
Rb			34	18	26	11	Sp	20	9	7	15	6	22	22	30	51	58	44	18
Sr			280	2,1	333	365	194	335	315	216	300	250	363	369	344	269	303	497	526
Y			27	23	27	26	12	15	22	25	16	23	24	28	20	18	11	25	21
Zr			135	212	209	172	99	139	159	124	148	187	191	255	187	190	102	231	193
Pb			58	8	49	33	22	81	52	12	37	17	27	28	29	54	34	62	30

Regua

Nr.	2-28	2-29	2-30	2-31	2-32	2-33	2-34	2-35	2-36	2-37	2-38	2-39	2-40	2-41	2-42	2-43	2-44
Typ	Ks	Sf	Sf	Sf	Sf	Sf	Sf	Ap	Ap	Ap	Ap	Ap	Ap	Ap	Ap	Ap	Ap
(Gew.-%)																	
SiO ₂	56,71	65,86	63,48	66,11	64,02	69,05	61,20	70,28	60,50	74,08	74,66	72,33	74,54	72,34	70,11	75,49	72,19
Al ₂ O ₃	16,13	17,56	17,82	15,15	17,07	13,73	18,27	16,86	24,39	16,42	15,32	16,04	15,33	16,28	19,01	14,85	16,28
Fe ₂ O ₃	2,66	5,23	5,14	5,78	5,75	4,74	7,04	2,01	0,90	0,75	0,86	0,73	0,85	0,59	0,40	0,79	0,68
MgO	1,25	1,92	1,86	2,13	2,17	1,79	2,36	0,67	0,01	Sp	0,01	0,03	0,06	0,01	Sp	0,12	0,36
CaO	18,07	1,58	1,61	1,87	1,41	2,82	0,90	1,26	0,47	0,28	0,49	1,46	0,47	0,82	0,08	0,65	0,49
Na ₂ O	2,06	1,80	3,12	1,72	1,77	2,98	2,23	2,83	6,98	4,82	3,53	4,81	3,78	5,81	9,84	3,52	2,93
K ₂ O	0,15	3,33	5,83	5,54	6,69	2,50	4,36	3,14	3,42	1,90	3,73	3,15	4,03	3,58	0,47	3,74	7,11
TiO ₂	0,53	0,86	0,76	0,76	0,70	0,77	0,92	0,30	0,04	0,03	0,01	0,03	0,07	0,03	0,01	0,02	Sp
P ₂ O ₅	0,40	0,16	0,13	0,20	0,13	0,15	0,15	0,77	0,25	0,31	0,40	0,96	0,30	0,60	0,02	0,55	0,51
MnO	0,06	0,09	0,08	0,08	0,08	0,04	0,09	0,08	0,04	0,05	0,05	0,06	0,05	0,04	0,02	0,10	0,06
GV	1,25	1,06	0,52	0,70	0,72	0,47	2,43	1,67	1,77	1,14	1,02	0,99	0,92	0,72	0,62	0,70	0,68
Summe	99,27	99,45	100,35	100,05	100,51	99,04	99,95	99,86	98,77	99,78	100,08	100,56	100,30	100,82	100,58	100,53	100,33
H ₂ O ⁺	0,11	0,06	0,08	0,11	0,13	0,10	0,16	0,19	0,12	0,16	0,17	0,14	0,14	0,11	0,07	0,14	0,07
(ppm)																	
V	31	154	144	114	163	114	162	27	7	Sp	10	Sp	4	12	Sp	Sp	Sp
Cr	22	35	12	52	Sp	52	32	52	16	31	Sp	Sp	Sp	Sp	48	Sp	47
Co	3	9	7	6	7	6	14	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Ni	15	24	18	14	Sp	14	41	14	1	10	23	6	8	11	8	14	12
Cu	7	23	27	19	21	19	14	25	16	43	27	19	26	8	35	15	42
Zn	63	68	77	75	73	75	128	68	21	102	142	139	127	61	33	169	94
Ga	18	19	25	19	20	19	20	27	35	31	30	28	38	28	27	33	105
Rb	1	161	228	143	213	143	189	288	459	342	588	565	652	513	180	665	1378
Sr	509	293	466	329	186	329	157	130	Sp	12	Sp	Sp	Sp	Sp	13	Sp	Sp
Y	13	34	30	34	30	34	45	26	10	16	9	12	10	9	28	4	Sp
Zr	213	306	217	312	141	312	191	115	40	66	29	30	35	33	185	17	Sp
Pb	24	18	30	25	19	25	18	33	19	46	102	48	116	24	21	186	116

Nr.	2-45	2-46	3-1	3-2	3-3	3-4	3-5	3-6	3-7	3-8	3-9	3-10	3-11	3-12	3-13	3-14
Typ	Ap	Ap	Ks	Ks	Ks	Ks	Ks	Ks	Ks	Ks	Ks	Ks	Ks	Ks	Ks	Ks
(Gew.-%)																
SiO ₂	75,49	74,38	61,39	58,52	75,98	69,93	69,80	58,76	68,92	75,95	59,59	62,92	66,55	70,25	65,40	63,81
Al ₂ O ₃	15,11	14,94	15,96	18,01	10,11	10,67	11,98	12,90	11,92	9,60	15,18	14,95	12,73	10,79	14,89	14,14
Fe ₂ O ₃	0,74	0,87	5,44	4,94	2,06	2,18	2,5	2,69	2,36	2,03	4,71	4,45	3,55	3,39	3,22	3,68
MgO	0,01	0,25	2,84	2,22	1,42	1,26	1,99	2,44	1,63	1,27	2,60	2,61	2,12	2,11	1,73	2,35
CaO	0,55	0,57	8,85	9,87	5,36	8,90	7,11	17,56	9,87	6,45	12,62	9,92	9,02	7,99	8,95	10,78
Na ₂ O	2,93	2,93	1,72	2,60	2,05	2,91	2,61	2,08	2,23	1,43	2,02	1,84	2,77	1,88	2,15	1,53
K ₂ O	3,56	4,50	0,38	0,36	0,77	0,85	1,56	0,95	0,74	0,41	0,21	0,34	0,30	0,90	1,05	0,50
TiO ₂	0,01	0,03	0,88	0,87	0,50	0,41	0,51	0,34	0,39	0,46	0,92	0,88	0,57	0,54	0,46	0,95
P ₂ O ₅	0,44	0,49	0,25	0,28	0,30	0,46	0,35	0,39	0,37	0,39	0,24	0,24	0,29	0,26	0,29	0,37
MnO	0,07	0,09	0,17	0,08	0,03	0,08	0,11	0,24	0,07	0,07	0,14	0,12	0,11	0,08	0,05	0,07
SV	0,81	0,94	1,43	1,52	0,64	1,49	1,49	1,94	0,85	0,97	0,89	0,89	1,16	1,03	1,20	1,11
Summe	100,21	99,99	99,31	99,27	99,22	99,14	100,01	100,29	99,35	99,03	99,12	99,16	99,17	99,32	99,39	99,29
H ₂ O ⁺	0,12	0,14	0,14	0,11	0,07	0,05	0,06	0,02	0,31	0,28	0,27	0,20	0,34	0,21	0,26	0,33
H ₂ O ⁻																
(ppm)																
V	Sp	2	84	85	39	22	35	47	48	46	118	102	79	48	82	69
Cr	Sp		181	133	28	24	Sp	Sp	Sp	36	64	33	24	57	40	40
Co	1		11	12	3	3	5	4	3	3	6	7	6	6	5	6
Ni	20	19	57	89	21	14	38	75	27	15	26	39	25	7	Sp	36
Cu	32	39	55	93	25	24	nb	nb	63	56	22	20	27	43	61	36
Zn	173	163	74	203	57	111	nb	nb	335	91	57	76	78	81	44	106
Ga	34	44	21	19	20	27	31	27	24	18	19	17	18	19	23	19
Rb	633	819	22	22	62	52	96	22	23	23	7	17	15	24	35	24
Sr	Sp	Sp	246	297	481	692	867	nb	610	950	479	461	387	368	301	480
Y	10	7	42	36	40	37	37	12	30	51	33	37	30	30	31	34
Zr	28	8	176	133	333	197	249	70	178	313	205	196	132	164	124	591
Pb	183	283	26	36	58	58	nb	nb	210	32	17	20	28	25	25	50

Barca d' Alva

Nr.	3-15	3-16	3-17	3-18	3-19	3-20	3-21	3-22	3-23	3-24	3-25	3-26	3-27	3-28	3-29	3-30	3-31
Typ	Ks	Ks	Ks	Ks	Ks	Ks	Sk	Sk	Sk	Sk	Sk	Sk	Sk	Sk	Sk	Sk	Sk
(Grw.-%)																	
SiO ₂	61,87	60,20	69,48	67,61	65,49	66,07	41,67	41,09	61,93	33,91	44,64	44,65	46,49	47,46	39,69	43,69	47,84
Al ₂ O ₃	14,01	16,43	12,12	9,22	12,90	9,47	18,30	16,81	12,11	20,55	13,63	13,07	13,64	9,11	10,90	10,06	10,46
Fe ₂ O ₃	4,30	4,39	2,77	2,06	3,68	2,92	2,41	4,09	1,77	1,88	4,60	7,16	4,70	2,97	2,29	6,18	1,96
MgO	2,56	2,54	1,91	1,77	1,97	1,70	1,35	2,64	1,09	1,89	9,23	9,62	9,17	9,95	11,65	8,30	2,82
CaO	12,27	11,66	8,52	10,99	10,04	7,15	25,04	28,23	12,75	33,25	21,68	21,46	20,39	27,51	30,15	28,14	32,32
Na ₂ O	1,84	2,10	1,89	1,79	1,61	1,54	0,85	0,93	2,22	1,02	0,95	0,13	0,59	0,10	0,89	1,75	0,44
K ₂ O	0,21	0,51	0,64	0,28	1,12	0,28	1,73	1,43	1,55	1,56	0,68	0,28	0,40	0,20	0,31	0,09	0,70
TiO ₂	0,87	0,88	0,47	0,56	0,51	0,55	0,12	0,18	0,11	0,10	0,61	0,67	0,77	0,26	0,26	0,14	0,11
P ₂ O ₅	0,30	0,31	0,33	0,38	0,31	0,26	2,06	0,30	0,16	0,18	0,12	0,14	0,15	0,04	0,10	Sp	0,17
MnO	0,08	0,07	0,10	0,11	0,13	0,10	0,29	0,14	0,07	0,10	0,09	0,08	0,07	Sp	0,01	0,22	0,12
ΣV	0,61	0,34	1,20	4,52	1,47	8,77	4,01	4,92	5,59	6,41	2,31	2,30	1,46	2,61	2,42	1,25	2,21
Summe	99,12	99,43	99,47	99,29	99,23	98,81	97,63	100,76	99,35	100,85	98,74	99,56	98,55	100,11	98,93	100,32	99,14
H ₂ O ⁺	0,15	0,24	0,27	0,26	0,24	0,29	0,07	0,12	0,06	0,17	0,21	0,57	0,14	0,10	0,10	0,03	0,15
(ppm)																	
V	85	83	48	47	57	48	1	56	3	9	220	144	113	66	97	91	17
Cr	62	68	20	19	55	76	Sp	Sp	Sp	Sp	43	36	39	2	Sp	Sp	Sp
Co	7	7	4	3	5	5	6	8	4	5	10	8	11	9	8	9	7
Ni	40	52	13	21	34	34	136	52	51	nb	Sp	5	23	1	12	13	nb
Cu	33	23	24	15	12	12	nb	nb	nb	nb	7	21	Sp	17	58	59	nb
Zn	74	70	75	28	66	66	nb	nb	nb	nb	57	149	70	147	347	366	nb
Ga	19	19	18	17	20	20	30	36	35	40	23	16	22	17	25	23	17
Rb	8	23	19	13	37	37	35	27	41	16	71	10	12	nb	Sp	Sp	Sp
Sr	494	555	438	809	508	508	nb	nb	1578	nb	570	458	557	438	801	566	nb
Y	30	29	31	39	26	26	nb	Sp	Sp	Sp	10	Sp	12	nb	Sp	Sp	Sp
Zr	173	176	160	357	172	172	nb	Sp	28	Sp	65	8	81	14	9	4	Sp
Pb	30	25	23	24	28	28	nb	nb	nb	nb	16	20	18	22	190	129	nb

Barca d' Alva

Granja-Canado

Nr.	3 32	3 33	3 34	3 35	3 36	3 37	3 38	3 39	3 40	3 41	3 42	4-1	4-2	4-3	4-4	4-5
Typ	Skd	Pg	Pg	Pg	Pg	Pg	Sf	Sf	Sf	Sf	Sf	Kg	Kg	Kg	Kg	Ks
(Gew.-%)																
SiO ₂	30,38	74,72	69,74	72,17	70,98	77,13	63,40	59,54	71,13	67,48	60,9	91,31	95,36	78,53	92,32	72,14
Al ₂ O ₃	18,10	15,48	18,39	17,74	18,74	17,03	19,17	18,10	11,67	15,16	14,96	3,51	2,54	8,72	3,78	10,07
Fe ₂ O ₃	2,50	0,32	0,35	0,32	0,33	0,80	5,33	7,88	4,72	5,46	6,98	0,94	0,55	2,18	0,64	4,01
MgO	1,97	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	2,09	3,28	2,74	2,15	1,98	0,68	0,35	1,17	0,30	2,39
CaO	42,04	0,20	0,54	0,18	0,14	0,11	0,92	3,60	3,29	1,82	2,28	1,25	0,03	5,11	0,62	6,93
Na ₂ O	0,22	4,46	5,96	9,51	9,23	9,01	0,60	2,67	2,78	2,75	2,43	0,45	Sp	0,52	Sp	0,24
K ₂ O	0,65	2,70	3,14	0,23	0,20	0,26	5,01	3,44	2,02	2,47	4,77	0,47	0,64	0,55	0,61	1,28
TiO ₂	0,16	0,01	0,01	0,02	0,03	0,04	0,88	0,93	0,56	0,74	0,81	0,18	0,12	0,45	0,24	0,81
P ₂ O ₅	0,23	1,52	0,35	0,06	0,10	0,06	0,16	0,26	0,17	0,20	0,05	0,07	0,06	0,29	0,07	0,47
MnO	0,27	0,04	0,10	0,02	0,02	0,03	0,07	0,14	0,11	0,10	0,17	0,05	0,03	0,05	0,04	0,13
Gv	2,93	1,23	1,82	0,46	0,55	0,55	2,28	0,60	0,63	1,05	2,43	0,76	0,86	1,20	0,99	1,04
Summe	95,45	100,68	100,40	100,66	100,32	100,12	99,91	100,44	99,82	99,38	98,95	99,67	100,54	98,77	99,61	99,51
H ₂ O ⁺	0,88	0,06	0,10	0,05	0,14	0,15	0,16	0,03	0,11	0,74	0,01	0,37	0,41	0,40	0,28	0,60
(ppm)																
V	30	Sp	Sp	Sp	Sp	2	132	220	112	158	192	12	Sp	47	2	86
Cr	Sp	1	81	230	764	485	71	82	Sp	75	41	Sp	16	18	43	72
Co	3	1		2	6	7	8	15	8	9	11	2	2	4	3	5
Ni	nb	18	Sp	5	Sp	Sp	29	11	25	20	13	19	45	15	37	50
Cu	nb	60	125	167	421	335	24	43	72	21	26	61	120	56	166	40
Zn	nb	186	74	35	Sp	12	71	99	nb	63	104	173	-	170	272	158
Ga	20	44	579	82	302	192	19	23	19	18	20	13	17	18	18	13
Rb	Sp	629	2454	291	247	176	194	173	118	181	214	18	40	24	27	53
Sr	nb	Sp	So	27	77	73	119	274	364	209	100	199	90	343	171	267
Y	Sp	14	Sp	17	20	21	26	38	33	43	26	30	22	31	19	41
Zr	Sp	42	Sp	99	125	115	171	160	169	197	101	193	200	281	243	294
Pb	nb	72	248	25	34	78	14	23	nb	22	16	61	nb	nb	164	32

Rio Coja

Gran,ja-Canado

Nr.	4-6	4-7	4-8	5-1	5-2	5-3	5-4	5-5	5-6	5-7	5-8	5-9	5-10	5-11	5-12	5-13
Typ	ks	ks	gf	ks	vf	ks	ks	ks	ks	ks	ks	gr	gr	gr	gr	gr
(Gew.-%)																
SiO ₂	72,76	74,31	38,53	53,90	49,74	52,51	59,26	59,45	56,09	59,46	73,10	72,57	69,44	77,67	72,86	66,92
Al ₂ O ₃	11,80	11,70	18,65	12,08	11,38	12,83	11,94	11,90	13,11	11,52	8,86	14,41	14,87	14,10	14,81	14,41
Fe ₂ O ₃	2,53	3,17	8,70	5,55	6,90	5,76	5,34	5,33	5,55	4,53	3,07	2,28	4,07	0,98	2,46	5,20
MgO	1,14	0,91	4,41	3,82	1,82	4,11	3,34	3,20	3,89	3,19	1,64	0,42	0,78	Sp	0,43	0,73
CaO	5,25	1,67	14,71	18,36	24,59	20,30	14,22	13,60	16,42	16,39	6,63	1,14	2,11	Sp	0,85	2,03
Na ₂ O	1,31	0,92	2,39	1,54	4,44	0,85	2,55	2,03	2,15	1,08	2,27	3,23	2,39	4,00	2,25	3,16
K ₂ O	1,70	3,21	1,46	1,34	0,01	0,49	0,59	1,66	0,65	1,29	0,68	5,14	4,04	2,07	5,73	4,99
TiO ₂	0,46	0,46	0,76	0,69	0,55	0,76	0,72	0,72	0,70	0,69	0,70	0,28	0,62	0,03	0,33	0,47
P ₂ O ₅	0,36	0,26	0,39	0,30	0,08	0,29	0,33	0,36	0,32	0,30	0,32	0,25	0,37	0,15	0,26	0,29
MnO	0,31	0,21	6,91	0,10	0,50	0,08	0,12	0,10	0,13	0,10	0,04	0,04	0,05	0,30	0,04	0,12
GV	1,89	2,38	1,20	1,53	1,30	2,04	0,48	0,72	0,86	0,89	1,43	0,42	0,44	0,64	0,75	0,30
Summe	99,51	99,20	98,61	99,21	101,31	100,02	98,89	99,07	99,87	99,44	98,74	100,18	99,14	99,80	100,06	99,02
H ₂ O ⁺	0,26	0,16	0,36	0,26	0,54	0,11	0,22	0,26	0,17	0,09	0,50	0,12	0,22	0,12	0,29	0,07
V	53	65	144	133	122	145	135	139	141	134	78	52	103	Sp	64	136
Cr	29	80	36	16	Sp	5	Sp	24	Sp	Sp	39	Sp	Sp	23	Sp	23
Co	3	7	8	6	11	7	7	7	7	4	4	3	5	2	3	8
Ni	37	17	5	20	36	15	9	35	23	2	65	13	12	18	5	Sp
Cu	36	70	21	21	nb	22	29	34	23	25	44	21	38	47	27	44
Zn	166	52	149	129	nb	121	211	154	184	79	153	128	219	136	136	140
Ga	16	27	16	18	24	23	30	22	27	23	16	23	24	25	21	29
Rb	84	224	Sp	55	Sp	19	40	83	36	52	46	359	284	261	313	307
Sr	252	227	458	799	622	1311	1556	996	1444	982	1034	31	125	Sp	62	102
Y	31	36	Sp	14	Sp	16	31	23	27	14	47	26	40	15	35	62
Zr	430	324	9	100	10	129	180	149	146	122	299	113	288	80	148	525
Pb	63	122	20	33	nb	47	152	72	123	31	61	39	86	21	64	79

Nr.	5-14	5-15	5-16	6-1	6-2	6-3	6-4	6-5	6-6	7-1	7-2	7-3	7-4	7-5	7-6
Typ	Sf	Sf	Sf	Ks	Ks	Ks	Gr	Gr	Gr	A	A	A	A	A	A
(Gew.-%)															
SiO ₂	65,75	66,91	65,94	82,94	78,59	82,18	73,23	73,98	73,81	47,58	46,83	44,81	47,44	49,13	50,27
Al ₂ O ₃	15,96	14,27	14,48	4,94	6,68	5,38	15,89	14,25	13,93	16,69	17,44	17,90	15,42	15,26	14,89
Fe ₂ O ₃	6,12	6,55	6,08	2,55	3,00	2,82	0,77	2,08	2,17	8,25	8,50	9,91	11,35	10,29	9,49
MgO	3,20	2,92	2,97	1,16	1,80	1,43	0,10	0,64	0,41	10,47	9,75	11,02	9,43	8,97	8,84
CaO	1,80	1,76	2,53	4,62	6,00	4,79	0,48	0,79	1,16	10,25	11,63	9,28	8,56	9,96	11,39
Na ₂ O	1,86	2,07	2,97	0,93	0,92	0,24	4,14	2,43	2,72	3,44	3,16	2,69	3,62	2,86	3,08
K ₂ O	3,88	3,04	4,30	0,31	0,65	0,41	4,04	4,69	4,40	0,14	0,27	0,09	0,18	0,11	0,15
TiO ₂	0,81	0,81	0,79	0,26	0,35	0,34	0,03	0,33	0,36	1,04	1,03	1,11	1,37	1,30	1,27
P ₂ O ₅	0,15	0,23	0,22	0,31	0,46	0,55	0,33	0,31	0,31	0,05	0,13	0,06	0,07	0,10	0,03
MnO	0,06	0,08	0,06	0,09	0,11	0,09	0,04	0,02	0,02	0,12	0,14	0,21	0,19	0,19	0,20
GV	0,88	1,17	0,68	0,63	0,71	0,87	1,29	0,83	0,66	1,37	0,98	2,44	1,38	0,52	0,42
Summe	100,47	99,81	100,31	98,74	99,27	99,10	100,34	100,35	99,95	99,40	99,86	99,52	99,01	98,69	100,03
H ₂ O ⁺	0,22	0,19	0,12	0,11	0,09	0,19	0,20	0,08	0,02	0,12	0,14	0,12	0,14	0,16	0,12
(ppm)															
V	204	228	175	53	59	65	Sp	39	51	59	79	129	131	141	73
Cr	11	36	78	25	Sp	21	47	Sp	4	355	324	316	345	248	352
Co	9	10	9	4	6	4	1	3	3	34	31	41	42	33	24
Ni	Sp	Sp	25	21	44	29	18	18	20	123	118	124	50	48	60
Cu	27	29	48	40	nb	39	52	35	31	88	78	78	61	51	44
Zn	89	62	99	145	nb	163	102	244	130	106	69	51	106	76	99
Ga	28	21	25	12	17	12	26	21	20	12	12	12	21	14	15
Rb	143	105	190	13	14	16	328	305	294	20	8	7	16	1	4
Sr	773	345	676	254	602	265	Sp	55	37	165	178	166	239	98	134
Y	34	40	37	27	19	27	12	20	21	21	18	26	32	23	18
Zr	232	207	202	143	98	133	51	121	137	78	65	83	94	69	58
Pb	86	15	31	43	nb	60	23	66	32	4	1	1	9	7	8

Aldeia de Sta. Margarida

Nr.	7-7	7-8	7-9	7-10	7-11	7-12	7-13	7-14	7-15	7-16	7-17	7-18	7-19	7-20	7-21	7-22	7-23
Typ	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A
(Gew.-%)																	
SiO ₂	49,38	48,33	47,21	49,42	47,62	50,76	50,51	51,00	46,64	48,27	48,70	51,09	48,36	47,95	49,34	45,93	46,14
Al ₂ O ₃	14,47	14,84	15,55	15,77	15,98	14,58	14,97	14,18	16,45	15,29	14,97	14,95	16,06	16,12	16,56	17,84	18,15
Fe ₂ O ₃	10,76	10,47	10,51	9,86	10,50	10,55	9,66	10,09	11,18	10,18	9,95	9,85	9,44	8,96	8,18	9,23	8,34
MgO	8,76	9,07	8,62	8,14	8,57	8,16	7,93	8,59	8,77	8,72	9,16	8,52	9,62	9,15	8,88	10,07	9,60
CaO	10,53	10,69	11,90	10,93	11,82	10,44	11,66	10,36	11,24	11,59	10,72	9,94	9,02	11,41	10,92	9,45	12,32
Na ₂ O	2,38	3,11	3,61	2,60	2,90	3,03	2,64	3,58	2,77	2,77	2,84	3,52	3,58	2,74	3,11	4,05	2,96
K ₂ O	0,13	0,15	0,12	0,11	0,15	0,12	0,13	0,12	0,16	0,13	0,17	0,18	0,08	0,11	0,12	0,12	0,20
TiO ₂	1,38	1,31	1,29	1,22	1,29	1,45	1,55	1,33	1,37	1,19	1,30	1,52	1,21	1,16	1,05	1,04	1,02
P ₂ O ₅	0,73	0,05	0,10	0,12	0,10	0,02	0,01	0,02	0,12	0,11	0,08	0,06	0,18	0,06	0,09	0,06	0,07
MnO	0,22	0,22	0,16	0,10	0,16	0,23	0,27	0,23	0,20	0,12	0,21	0,23	0,14	0,13	0,11	0,19	0,17
GV	0,80	0,34	0,69	0,31	0,68	0,34	0,56	0,60	0,63	0,46	0,67	0,34	1,67	1,11	1,05	2,12	1,07
Summe	99,53	98,58	99,76	98,58	99,77	99,56	99,89	99,98	99,53	98,83	98,77	100,20	99,36	98,90	99,41	100,10	100,04
H ₂ O ⁺	0,17	0,09	0,13	0,09	0,17	0,04	0,10	0,10	0,12	0,09	0,13	0,12	0,17	0,10	0,14	0,21	0,13
V	117	112	167	133	146	123	154	77	170	180	145	123	138	115	98	95	98
Cr	267	322	224	228	211	277	158	299	200	161	200	241	354	363	289	400	317
Co	36	29	31	31	32	27	21	20	39	28	23	24	34	25	19	34	21
Ni	26	53	36	27	25	31	23	32	19	26	39	61	124	191	106	130	115
Cu	73	41	43	58	56	47	43	16	69	39	22	24	62	51	26	67	43
Zn	72	89	71	87	63	61	60	99	67	63	71	109	42	41	65	57	40
Ga	17	14	16	17	17	16	17	12	18	16	13	14	11	8	11	10	10
Rb	1	3	5	3	5	2	5p	5p	4	1	4	5	8	5	5	3	4
Sr	98	105	117	151	149	90	124	93	118	117	121	153	134	102	198	179	165
Y	23	22	25	23	26	22	22	18	28	23	21	24	26	16	18	23	18
Zr	67	75	68	67	73	73	67	56	69	59	65	85	90	72	73	75	66
Pb	9	17	6	12	6	3	26	6	4	4	7	17	3	3	8	1	2

Ar.	7-24	7-25	7-26	7-27	7-28	7-29	7-30	7-31	7-32	7-33	7-34	7-35	8-1	8-2	8-3	8-4
Typ	A	A	A	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Ks	Ks	Qtsf	Sk	Sk	Sk	Sk
(Gew.-%)																
S ₁₀ O ₂	44,78	48,87	49,35	72,81	69,84	74,91	72,53	71,81	75,21	51,67	48,85	68,95	53,68	44,76	38,08	33,27
Al ₂ O ₃	18,00	16,43	15,96	15,18	16,54	14,83	16,33	16,61	13,88	17,08	15,39	16,82	8,70	10,41	13,52	16,12
Fe ₂ O ₃	9,55	9,41	7,27	1,82	2,65	1,01	0,93	3,35	1,32	4,28	6,79	6,03	1,65	1,95	3,95	1,51
MgO	10,20	9,58	10,19	0,45	0,69	0,36	0,10	1,01	0,27	4,84	4,91	2,93	2,43	1,98	2,44	1,52
CaO	11,45	8,12	11,75	0,67	0,34	0,50	0,05	0,43	0,40	15,45	19,46	0,12	28,98	34,47	35,77	41,40
Na ₂ O	3,36	3,86	2,80	3,02	3,11	3,05	6,64	1,66	3,56	3,89	1,58	0,70	1,32	1,66	1,09	0,46
K ₂ O	0,09	0,05	0,17	4,58	4,65	4,12	2,79	2,76	4,13	0,21	0,90	0,17	0,71	1,46	0,25	0,04
TiO ₂	1,10	1,20	1,12	0,29	0,35	0,17	0,03	0,30	0,18	0,77	0,96	1,12	0,33	0,52	0,63	0,37
P ₂ O ₅	0,09	0,11	0,22	0,20	0,22	0,25	0,21	0,23	0,27	0,21	0,24	0,04	0,49	0,78	0,20	0,24
MnO	0,21	0,13	0,05	0,01	0,09	0,05	0,01	0,01	0,01	0,06	0,15	0,05	0,11	0,17	0,22	0,43
GV	1,61	1,33	0,39	1,28	0,84	1,07	0,86	1,26	1,25	1,65	1,01	1,48	1,03	2,36	1,69	1,51
Summe	10,44	00,09	99,27	100,31	99,32	100,32	100,49	99,45	100,48	100,11	100,24	98,41	99,43	100,52	97,84	98,59
H ₂ O ⁺	0,13	0,12	0,10	0,52	0,58	0,11	0,10	0,24	0,26	0,28	0,11	0,06	0,06	0,05	0,04	0,02
(ppm)																
V	106	131	106	4	31	11	-	52	10	51	119	192	17	24	37	21
Cr	308	340	183	60	34	3	31	17	27	96	144	5p	Sp	Sp	Sp	Sp
Co	32	29	15	4	4	2	2	5	3	6	10	12	2	3	4	5
Ni	109	79	95	51	36	35	15	20	24	106	93	4	39	43	56	69
Cu	52	58	28	65	33	28	22	23	38	32	31	51	87	nb	99	260
Zn	57	55	87	208	157	150	68	184	127	184	55	275	nb	nb	nb	nb
Ga	10	14	12	23	22	23	29	37	21	10	15	20	47	84	24	38
Rb	6	15	6	236	284	305	442	316	290	1	10	28	5	33	Sp	Sp
Sr	184	109	294	62	38	12	nb	19	3	452	550	113	3447	4398	1349	2537
Y	24	30	19	16	19	18	16	16	17	2	9	55	3	Sp	Sp	Sp
Zr	76	114	94	113	108	91	67	80	74	51	70	353	107	62	20	Sp
Pb	1	3	115	37	36	43	31	45	33	205	49	444	nb	nb	nb	nb

Aldea del Obispo

Perales del Puerto

Nr.	8-39	8-40	8-41	8-42	8-43	8-44	8-45	8-46	8-47	9-1	9-2	9-3	9-4	9-5	9-6	9-7
Typ	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Lp	Lp	Lp	Lp	Sf	Lp	Lp
(Gew.-%)																
SiO ₂	73,32	75,03	74,65	72,13	77,73	70,98	72,57	69,65	71,68	51,67	50,63	51,11	51,53	52,02	59,83	51,10
Al ₂ O ₃	16,08	14,57	15,39	16,37	12,85	14,29	14,69	14,37	15,32	13,98	13,67	14,80	13,85	13,75	19,57	13,62
Fe ₂ O ₃	0,62	1,11	1,23	0,52	0,79	3,16	2,06	3,77	2,39	13,62	14,46	12,82	13,40	12,83	7,27	13,76
MgO	Sp	0,05	0,03	0,05	0,47	0,51	1,05	0,74	1,03	5,24	4,85	4,72	5,65	5,78	3,39	5,32
CaO	0,36	0,53	0,38	0,64	0,77	1,58	0,98	1,88	1,04	7,53	3,55	4,52	8,23	8,21	2,31	7,90
Na ₂ O	7,79	4,22	3,32	4,17	2,58	3,05	2,12	3,13	2,08	2,40	1,98	2,05	2,16	1,98	4,08	1,86
K ₂ O	1,84	3,86	3,45	5,90	4,45	4,69	4,48	4,55	3,34	0,24	1,54	0,98	0,38	0,40	0,53	0,43
TiO ₂	0,01	0,06	0,06	Sp	0,09	0,48	0,36	0,57	0,63	3,48	3,64	3,46	3,30	3,21	0,90	3,30
P ₂ O ₅	0,38	0,15	0,12	0,01	0,07	0,25	0,30	0,26	0,37	0,38	0,37	0,43	0,38	0,39	0,06	0,37
MnO	0,05	0,05	0,12	0,03	0,06	0,06	0,09	0,06	0,11	0,18	0,24	0,22	0,16	0,14	0,01	0,16
GV	0,38	0,38	0,84	0,43	0,44	0,43	1,56	0,38	2,22	1,5	4,28	3,87	0,50	0,91	1,84	1,16
Summe	100,85	100,01	99,59	100,25	100,48	99,48	100,27	99,36	100,21	100,22	99,21	98,96	99,54	99,62	99,79	98,98
H ₂ O ⁺	0,13	0,09	0,12	0,11	0,13	0,14	0,15	0,13	0,22	0,35	0,63	0,22	0,19	0,19	0,11	0,31
(ppm)																
V	Sp	Sp	8	12	10	60	31	67	74	745	694	632	632	615	128	633
Cr	24	22	Sp	Sp	Sp	25	Sp	22	Sp	77	246	Sp	134	13	205	138
Co	2	2	2	1	1	4	9	5	21	47	62	75	42	45	18	44
Ni	7	14	12	7	2	20	nb	12	nb	67	122	196	100	46	59	68
Cu	68	49	25	6	14	33	nb	24	nb	68	95	nb	51	75	29	56
Zn	147	171	163	31	115	143	nb	142	nb	80	131	nb	76	73	98	76
Ga	47	25	28	18	17	21	59	21	54	25	28	30	23	21	25	25
Rb	536	297	388	329	249	276	312	253	254	33	168	96	36	36	58	42
Sr	7	20	Sp	Sp	17	60	nb	70	nb	281	195	nb	351	343	353	267
Y	18	19	20	21	18	33	16	40	6	46	55	45	42	42	51	44
Zr	69	79	73	58	46	149	68	200	90	362	402	354	322	306	300	315
Pb	48	55	43	23	30	37	nb	38	nb	57	196	nb	41	18	54	39

Perales del Puerto

Arroyo de
VallefríasBaños de
Lozoya

Nr.	9-26	9-27	9-28	9-29	9-30	9-31	9-32	9-33	9-34	9-35	9-36	9-37	10-1	10-2	11-1	11-2
Typ	-p	-p	Lp	-p	-p	-p	Gr	Gr	Skd	Skd	Lp (a)	Lp	Gr	Gr	Gr	Gr
(Gew.-%)																
SiO ₂	51.57	52.80	51.77	52.68	52.22	51.95	67.80	73.70	43.68	73.56	mb	53.88	51.54	55.31	45.13	47.73
Al ₂ O ₃	13.98	13.56	13.91	13.83	13.41	13.27	19.20	15.97	24.12	9.57	mb	19.77	16.15	12.12	10.13	11.39
Fe ₂ O ₃	13.25	13.14	14.19	13.00	13.96	13.43	0.78	1.00	5.32	1.60	mb	2.96	4.22	4.84	8.85	6.47
MgO	6.09	5.62	5.00	5.29	5.15	5.43	0.09	0.07	1.20	1.67	mb	2.96	3.02	2.83	6.58	7.85
CaO	8.46	7.38	8.25	8.44	6.95	7.43	0.64	0.73	15.59	9.71	mb	1.50	15.70	14.52	26.32	26.76
MnO	2.33	1.30	2.07	2.01	2.21	2.02	7.22	3.52	5.57	1.47	mb	5.79	2.01	1.32	0.89	0.81
K ₂ O	0.28	0.35	0.18	0.35	1.95	1.04	1.28	2.95	1.57	5.42	mb	0.97	0.43	5.82	0.67	1.56
Na ₂ O	3.31	3.18	3.53	3.30	3.46	3.18	6.51	0.48	0.09	5.15	mb	1.59	5.64	5.64	2.84	7.41
P ₂ O ₅	0.37	0.37	0.36	0.42	0.39	0.35	0.26	0.32	0.44	0.48	mb	5.28	5.28	5.28	0.82	0.54
H ₂ O	0.15	0.15	0.20	0.18	0.25	0.19	0.55	0.04	0.20	0.54	mb	5.10	0.57	0.57	0.55	0.63
Gr	0.04	0.08	0.83	0.55	1.85	1.25	1.04	1.26	0.04	5.39	mb	5.03	5.38	2.11	1.27	0.63
Suma	99.83	99.63	100.29	100.66	101.14	99.54	99.57	99.80	96.25	99.71	mb	150.35	99.95	99.37	99.46	98.82
SiO ₂	0.13	0.13	0.38	0.30	0.24	0.19	0.09	0.06	0.58	0.15	mb	0.15	0.48	0.21	0.21	0.27
Al ₂ O ₃	519	482	565	470	545	517	mb	50	120	15	mb	186	117	114	269	227
Fe ₂ O ₃	26	26	44	90	111	115	4	4	50	50	mb	162	25	9	274	241
MgO	44	45	49	42	52	41	1	2	mb	mb	mb	31	5	5	34	14
CaO	73	83	101	86	115	52	2	19	mb	mb	mb	82	23	9	256	97
MnO	48	55	40	42	59	56	14	23	mb	mb	mb	48	24	35	55	52
K ₂ O	103	82	123	114	99	80	62	64	mb	mb	mb	114	79	165	39	47
Na ₂ O	33	24	25	25	23	23	35	19	71	mb	mb	22	11	15	5	11
P ₂ O ₅	3	43	33	41	42	26	428	226	12	50	mb	50	17	24	22	34
H ₂ O	336	292	372	347	190	174	3	21	mb	mb	mb	351	94	223	395	478
Gr	32	43	48	42	43	44	15	21	50	50	mb	50	12	10	9	3
Suma	292	297	380	322	315	287	79	122	50	50	mb	297	99	25	151	106
Pb	543	22	34	12	75	75	31	25	15	mb	mb	283	15	23	2	15

Buitrago del Lozoya

Machorrinho/Azevo

Nr.	11-3	11-4	11-5	11-6	11-7	12-1	12-2	12-3	12-4	12-5
Typ	ks	ks	ks	Gn	Gn	Qu	Qu	Qu	Qu	Qu
(Gew.-%)										
SiO ₂	46,08	43,36	47,17	74,17	66,02	92,73	87,25	87,01	91,51	93,27
Al ₂ O ₃	9,40	12,15	14,56	14,36	15,24	2,78	4,16	5,04	3,37	4,13
Fe ₂ O ₃	7,25	7,65	9,87	2,32	6,05	0,23	0,97	0,96	0,70	0,36
MgO	9,95	6,82	4,77	9,36	1,96	0,07	0,26	0,31	0,34	0,27
CaO	22,17	25,94	18,49	0,56	1,79	0,30	1,67	0,76	0,73	0,09
Na ₂ O	0,46	0,47	0,74	2,12	2,02	0,22	2,27	1,27	0,74	0,24
K ₂ O	1,09	0,47	0,64	5,07	3,60	2,02	1,45	1,56	0,82	2,01
TiO ₂	2,11	2,37	3,08	0,16	0,88	0,23	0,32	0,15	0,11	0,26
P ₂ O ₅	0,33	0,49	0,22	0,14	0,17	0,13	0,44	0,15	0,29	0,10
MnO	Sp	0,07	0,16	0,04	0,08	0,10	0,13	0,02	0,03	0,08
GV	0,90	1,36	0,59	0,78	1,41	0,37	0,70	0,44	0,45	0,75
Summe	99,74	100,88	100,29	99,22	100,08	99,18	99,62	97,67	99,09	99,10
H ₂ O ⁺	0,08	0,09	0,23	0,10	0,19	0,01	0,08	0,08	0,08	0,10
(ppm)										
V	125	170	389	41	138	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	Sp
Cr	162	221	327	12	35	n.o.	n.b.	n.b.	n.b.	1549
Co	11	21	19	3	12	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	30
Ni	160	166	110	7	21	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	435
Cu	Sp	29	90	9	35	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	21
Zn	52	111	13	86	133	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	10
Ga	8	10	15	18	21	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	3
Rb	32	5	24	247	133	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	50
Sr	241	230	384	14	152	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	21
Y	Sp	5p	8	35	43	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	33
Zr	56	66	130	120	237	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	Sp
Pb	5	13	8	23	22	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	8

Rio Coja

Barca d'Alva

Nr. Typ	3-23	3-25	3-32	3-33	3-34	3-35	3-38	3-40	3-41	5-1	5-2	5-10	5-13	5-5	5-6	7-18
Sk	Sk	Sk	Sk	Pg	Pg	Pg	Sf	Sf	Sf	Vf	Vf	Gr	Gr	Ks	Ks	A
(ppm)																
Sc	2	12	2	Sp 1	Sp 1	Sp 1	24	11	17	14	11	9	12	15	14	47
As	10	25	40	Sp	10	7	12	437	21	27	82	30	19	62	64	231
Sn	261			78	78	189										
Sb	nb	0.4	3.2	0.1	Sp	0.2	Sp	0.3	0.1	5	2	21	23	14	9	0.1
Cs	65	86	14	166	466	259	14	290	314	310	226	445	736	429	305	113
Ba	162	250	Sp	Sp	Sp	79	1621	340	632	5	nb	10	16	6	4	3
Hf	nb	nb	nb	1	9	5	6	1	6	1.2	1.5	2.6	3.6	1.2	1.1	Sp
Ta	0.1	0.9	1.4	102	217	579	2.2	1.0	1.8	12	3226	1	10	40	12	1
W	2846	378	6791	17	6	1	2	780	Sp	29	27	35	19	Sp	21	Sp
Au (ppb)	Sp	37	Sp	25	Sp	Sp	19	3	15	7	6	21	36	8	9	Sp
Th	0.3	11	1	2	3	2	18	9	12	3	6	5	11	5	5	Sp
U	Sp	1	Sp	11	8	Sp 0.1	Sp	Sp	Sp							
La	2	36	7	1	3	2	36	28	41	29	28	53	79	29	31	3
Ce	?	54	7	3	3	1	97	76	102	40	56	110	173	52	54	nb
Nd	4	31	Sp	Sp	9	5	33	33	73	15	19	41	69	22	25	2
Sm	0.5	4.8	1.9	nb	nb	Sp	4.2	5.0	6.2	6.5	6.4	12.0	17.7	6.8	6.3	3.5
Eu	1.2	1.2	1.3	Sp	0.2	Sp	2	2.6	2.9	1.2	1.4	1.8	2.5	1.5	1.4	1.2
Tb	0.3	0.7	1.0	Sp	0.3	Sp	0.4	1.0	0.9	1.0	1.1	1.5	1.8	1	1.1	Sp
Yb	0.5	1.6	1.2	Sp	Sp	0.04	2.5	2.3	2.6	1.9	1.8	2.7	4.6	2.2	2.2	2.8
Lu	0.1	0.2	0.1	0.03	0.07	0.04	0.25	0.3	0.3	0.3	0.4	0.5	0.8	0.4	0.4	0.3

Aldea de Sta. Margarida

Aldea del Obispo

Nr.	7-19	7-24	7-26	7-27	7-28	7-29	7-33	7-34	7-35	7-9	8-1	8-2	8-3	8-4	8-5	8-7	8-8
Typ	A	A	A	Gr	Gr	Gr	Ks	Ks	QISf	A	Sk	Sk	Sk	Sk	Sk	Sk	Sk
(ppm)																	
Sc	52	49	44	6	11	5	26	33	13	62	6	6	10	4	7	7	11
As	27	4	931	6	21	20	932	525	495	26	54	28	49	69	39	64	9
Sn											344	734	934	454	932	428	
Sb	0.5	0.2	0.1	Sp	0.2	Sp	0.1	0.1	Sp	0.1	0.3			Sp	2	1	0.1
Cs	3	4	Sp	26	54	13	59	3	1	4	1	3	Sp	Sp	2	1	3
Ba	275	179	118	480	373	208	17	289	73	88	176	586	71	Sp	233	168	693
Hf	3	2	4	5	5	3	2	3	4	2	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb
Ta	0.4	Sp	0.8	2.3	5	4.2	0.5	0.7	1.2	Sp	0.9	nb	1.3	1.0	0.8	Sp	1.0
W	2	Sp	2	1	11	5	9	13	5	3	2367	4327	2621	6220	2856	2704	611
Au (ppb)	8	2	Sp	Sp	Sp	2	17	Sp	Sp	Sp	Sp	15	8	32	Sp	14	7
Th	Sp	Sp	Sp	3	17	7	0.2	1	5	Sp	5	4	7	3	5	4	6
U	Sp	Sp	Sp	Sp	12	8	Sp	Sp	3	Sp	3	5	4	8	2	4	4
La	2	1	5	25	39	17	7	7	30	2	21	14	21	12	19	23	32
Ce	2	6	4	53	73	33	10	10	53	3	52	34	39	20	49	57	85
Nd	16	Sp	Sp	29	41	24	Sp	Sp	Sp	7	25	7	28	Sp	32	31	48
Sm	2.6	2.2	2.6	4.1	5.4	2.8	2.7	3.1	5.8	2.6	4.1	3.4	4.7	2.3	3.5	4.5	6.9
Eu	1.9	1.9	2.0	1	0.8	0.2	1.1	1.4	0.8	1.9	0.7	0.7	1.0	0.6	1.6	0.9	1.3
Tb	0.6	0.5	0.9	0.5	0.7	0.4	0.2	0.4	0.9	Sp	0.8	0.8	0.9	0.8	0.8	1.2	1.2
Yb	2	1.7	2.1	0.9	1.6	0.9	1.5	2.2	2.4	2.3	1.4	1.0	1.4	0.6	1.3	1.6	2.9
Lu	0.3	0.3	0.3	0.1	0.2	0.1	0.2	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.3	0.1	0.2	0.2	0.4

Aldea del Obispo

Percentages of
Fertility

Nº	8-13	8-14	8-15	8-20	8-22	8-28	8-29	8-30	8-35	8-41	8-46	9-1	9-6
Typ	Sc	Sc	Sc	Sc	Qu	M	M	M	Sf	Gr	Gr	Gr	Gr
(cont)													
Sc	7	19	13	6	7	4	3	3	23	10	10	37	24
As	13	7	16	7	6	1	22	30	3	Sp	4	437	18
Sn													
Sb		4.6			0.2	0.1	Sp	Sp	0.2	0.1	2.1	6.2	1.4
Cs	1	2	4	1	7	2	2	1	10	18	19	5	22
Ba	3.1	Sp	125	106	210	197	204	203	926	499	415	53	221
Hf	5	4	6	10	5	2	2	4	7	10	9	8	5
Ta	Sp	1.5	1.2	1.2	0.8	0.5	0.6	0.4	1.2	2.8	3.0	2.0	1.9
W	9	2	5	6	Sp	1	2	0.2	2	3	Sp	7	1
Au (ppm)	Sp	25	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	13	12	3	Sp	Sp	Sp
Th	5	9	10	7	5	2	3	3	9	27	4	3	11
U	7	4	6	5	1	2	2	6	2	6	1	Sp	1
La	22	24	35	25	16	9	13	11	30	50	3	25	36
Ce	49	52	68	55	40	20	32	30	76	108	6	43	98
Nd	21	26	34	24	28	20	15	17	36	74	12	63	58
Sm	5.9	4.2	5.4	5.5	3.2	1.7	2.8	2.4	5.5	13.2	1.0	9.4	6.3
Eu	1.0	0.6	1.4	1.1	1.3	0.7	0.5	0.4	1.7	0.8	0.2	2.6	3.0
Tb	1.1	0.5	0.7	0.8	0.5	0.3	0.4	0.2	0.8	1.3	Sp	1.5	0.9
Yb	1.4	1.8	2.4	Sp	1.5	0.7	1.2	1.1	2.4	4.1	1.4	3.4	2.8
Lu	0.3	0.2	0.4	0.3	0.2	0.1	0.1	0.1	0.3	0.5	0.1	0.4	0.3

Perales del Puerto												Arroyo de Vallefrías			
Nr.	9-11	9-15	9-18	9-20	9-23	9-28	9-29	9-30	9-32	9-33	9-34	9-35	9-36	10-1	10-2
Typ	lf	Lp	Lp	Lp	Lp	Lp	lp	lp	Gr	Gr	Skd	Skd	Lp (a)	Sk	Sk
(ppm)															
Sc	31	42	30	30	49	33	36	35	Sp	6	22	11	56	12	10
As	21176	42	481	500	660	204	30	755		10	349	nb	2568	45	20
Sn	2.7	0.4	0.1	0.1		Sp	0.2	0.1	Sp	Sp		0.1	Sp	0.9	Sp
Sb	26	14	2	9	14	1	7	27	22	20	58	3	22	1	1
Cs	Sp	273	65	421	245	Sp	88	177	176	53	Sp	74	66	114	Sp
Ba	6	6	6	6	3	7	8	7	3	3	nb	nb	nb	7	4
Hf	nb	2.8	Sp	0.8	2.0	1.6	2.3	1.8	20.5	3.0	Sp	Sp	2.6	1.6	1.5
Ta	19	3	1	Sp	103	3	Sp	6		21	27140	22491	12584	56	184
W	59	15	37	7	5	Sp	Sp	21		7	Sp	55	9	Sp	Sp
Au (ppb)	1	3	2	2	3	3	3	3	6	3	Sp	Sp	3	15	12
Th	Sp	2	Sp	Sp	Sp	1	Sp	Sp	10	Sp	Sp	Sp	Sp	2	2
U															
La	15	21	20	22	5	23	25	23	3	15	1	2	24	40	35
Ce	27	34	30	35	4	74	36	38	4	33	Sp	nb	35	73	67
Nd	43	55	32	46	8	24	39	42	8	18	Sp	Sp	68	33	25
Sm	1.2	7.8	7.5	7.8	1.7	7.8	8.6	8.4	0.2	3.2	0.6	1.3	7.3	7.5	6.7
Eu	3.7	4.2	1.8	1.9	1.7	2.1	2.4	2.3	0.2	0.5	0.6	0.8	5.0	1.5	1.3
Tb	1.1	1.3	Sp	0.6	Sp	1.3	1.5	1.7	0.1	0.6	1.0	1.8	1.4	0.8	0.5
Yb	2.8	3.3	2.8	2.8	1.8	2.9	3.2	3.2	Sp 1	1.2	0.5	3.4	3.2	2.1	0.3
Lu	0.4	0.4	0.3	0.3	0.2	0.3	0.6	0.4	0.1	0.1	Sp	0.3	0.4	0.4	0.3

Si	Al	Fe	Mg	Ca	Mn	K	Ti	P	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Br	Sr	Y	Zr	Mo	Rb	Sr	Ag	Cd	In	Sn	Pb	Bi	Po	At	Ra	Ac	Th	Pa	U	Np	Pu	Am	Cm	Bk	Cf	Es	Fm	Md	No	Lr																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																														
-84	-77	-64	-47	-30	-13	-90	-79	-65	-79	-66	-78	-94	-44	-52	-27	-08	-35	-13	-23	-39	-85	-11	-51	-55	-92	-82	-92	-95	-88	-79	-69	-88	-90	-77	-94	-91	-80	-69	-58	-47	-36	-25	-14	-03	-08	-17	-26	-35	-44	-53	-62	-71	-80	-89	-98	-107	-116	-125	-134	-143	-152	-161	-170	-179	-188	-197	-206	-215	-224	-233	-242	-251	-260	-269	-278	-287	-296	-305	-314	-323	-332	-341	-350	-359	-368	-377	-386	-395	-404	-413	-422	-431	-440	-449	-458	-467	-476	-485	-494	-503	-512	-521	-530	-539	-548	-557	-566	-575	-584	-593	-602	-611	-620	-629	-638	-647	-656	-665	-674	-683	-692	-701	-710	-719	-728	-737	-746	-755	-764	-773	-782	-791	-800	-809	-818	-827	-836	-845	-854	-863	-872	-881	-890	-899	-908	-917	-926	-935	-944	-953	-962	-971	-980	-989	-998	-1007	-1016	-1025	-1034	-1043	-1052	-1061	-1070	-1079	-1088	-1097	-1106	-1115	-1124	-1133	-1142	-1151	-1160	-1169	-1178	-1187	-1196	-1205	-1214	-1223	-1232	-1241	-1250	-1259	-1268	-1277	-1286	-1295	-1304	-1313	-1322	-1331	-1340	-1349	-1358	-1367	-1376	-1385	-1394	-1403	-1412	-1421	-1430	-1439	-1448	-1457	-1466	-1475	-1484	-1493	-1502	-1511	-1520	-1529	-1538	-1547	-1556	-1565	-1574	-1583	-1592	-1601	-1610	-1619	-1628	-1637	-1646	-1655	-1664	-1673	-1682	-1691	-1700	-1709	-1718	-1727	-1736	-1745	-1754	-1763	-1772	-1781	-1790	-1799	-1808	-1817	-1826	-1835	-1844	-1853	-1862	-1871	-1880	-1889	-1898	-1907	-1916	-1925	-1934	-1943	-1952	-1961	-1970	-1979	-1988	-1997	-2006	-2015	-2024	-2033	-2042	-2051	-2060	-2069	-2078	-2087	-2096	-2105	-2114	-2123	-2132	-2141	-2150	-2159	-2168	-2177	-2186	-2195	-2204	-2213	-2222	-2231	-2240	-2249	-2258	-2267	-2276	-2285	-2294	-2303	-2312	-2321	-2330	-2339	-2348	-2357	-2366	-2375	-2384	-2393	-2402	-2411	-2420	-2429	-2438	-2447	-2456	-2465	-2474	-2483	-2492	-2501	-2510	-2519	-2528	-2537	-2546	-2555	-2564	-2573	-2582	-2591	-2600	-2609	-2618	-2627	-2636	-2645	-2654	-2663	-2672	-2681	-2690	-2699	-2708	-2717	-2726	-2735	-2744	-2753	-2762	-2771	-2780	-2789	-2798	-2807	-2816	-2825	-2834	-2843	-2852	-2861	-2870	-2879	-2888	-2897	-2906	-2915	-2924	-2933	-2942	-2951	-2960	-2969	-2978	-2987	-2996	-3005	-3014	-3023	-3032	-3041	-3050	-3059	-3068	-3077	-3086	-3095	-3104	-3113	-3122	-3131	-3140	-3149	-3158	-3167	-3176	-3185	-3194	-3203	-3212	-3221	-3230	-3239	-3248	-3257	-3266	-3275	-3284	-3293	-3302	-3311	-3320	-3329	-3338	-3347	-3356	-3365	-3374	-3383	-3392	-3401	-3410	-3419	-3428	-3437	-3446	-3455	-3464	-3473	-3482	-3491	-3500	-3509	-3518	-3527	-3536	-3545	-3554	-3563	-3572	-3581	-3590	-3599	-3608	-3617	-3626	-3635	-3644	-3653	-3662	-3671	-3680	-3689	-3698	-3707	-3716	-3725	-3734	-3743	-3752	-3761	-3770	-3779	-3788	-3797	-3806	-3815	-3824	-3833	-3842	-3851	-3860	-3869	-3878	-3887	-3896	-3905	-3914	-3923	-3932	-3941	-3950	-3959	-3968	-3977	-3986	-3995	-4004	-4013	-4022	-4031	-4040	-4049	-4058	-4067	-4076	-4085	-4094	-4103	-4112	-4121	-4130	-4139	-4148	-4157	-4166	-4175	-4184	-4193	-4202	-4211	-4220	-4229	-4238	-4247	-4256	-4265	-4274	-4283	-4292	-4301	-4310	-4319	-4328	-4337	-4346	-4355	-4364	-4373	-4382	-4391	-4400	-4409	-4418	-4427	-4436	-4445	-4454	-4463	-4472	-4481	-4490	-4499	-4508	-4517	-4526	-4535	-4544	-4553	-4562	-4571	-4580	-4589	-4598	-4607	-4616	-4625	-4634	-4643	-4652	-4661	-4670	-4679	-4688	-4697	-4706	-4715	-4724	-4733	-4742	-4751	-4760	-4769	-4778	-4787	-4796	-4805	-4814	-4823	-4832	-4841	-4850	-4859	-4868	-4877	-4886	-4895	-4904	-4913	-4922	-4931	-4940	-4949	-4958	-4967	-4976	-4985	-4994	-5003	-5012	-5021	-5030	-5039	-5048	-5057	-5066	-5075	-5084	-5093	-5102	-5111	-5120	-5129	-5138	-5147	-5156	-5165	-5174	-5183	-5192	-5201	-5210	-5219	-5228	-5237	-5246	-5255	-5264	-5273	-5282	-5291	-5300	-5309	-5318	-5327	-5336	-5345	-5354	-5363	-5372	-5381	-5390	-5399	-5408	-5417	-5426	-5435	-5444	-5453	-5462	-5471	-5480	-5489	-5498	-5507	-5516	-5525	-5534	-5543	-5552	-5561	-5570	-5579	-5588	-5597	-5606	-5615	-5624	-5633	-5642	-5651	-5660	-5669	-5678	-5687	-5696	-5705	-5714	-5723	-5732	-5741	-5750	-5759	-5768	-5777	-5786	-5795	-5804	-5813	-5822	-5831	-5840	-5849	-5858	-5867	-5876	-5885	-5894	-5903	-5912	-5921	-5930	-5939	-5948	-5957	-5966	-5975	-5984	-5993	-6002	-6011	-6020	-6029	-6038	-6047	-6056	-6065	-6074	-6083	-6092	-6101	-6110	-6119	-6128	-6137	-6146	-6155	-6164	-6173	-6182	-6191	-6200	-6209	-6218	-6227	-6236	-6245	-6254	-6263	-6272	-6281	-6290	-6299	-6308	-6317	-6326	-6335	-6344	-6353	-6362	-6371	-6380	-6389	-6398	-6407	-6416	-6425	-6434	-6443	-6452	-6461	-6470	-6479	-6488	-6497	-6506	-6515	-6524	-6533	-6542	-6551	-6560	-6569	-6578	-6587	-6596	-6605	-6614	-6623	-6632	-6641	-6650	-6659	-6668	-6677	-6686	-6695	-6704	-6713	-6722	-6731	-6740	-6749	-6758	-6767	-6776	-6785	-6794	-6803	-6812	-6821	-6830	-6839	-6848	-6857	-6866	-6875	-6884	-6893	-6902	-6911	-6920	-6929	-6938	-6947	-6956	-6965	-6974	-6983	-6992	-7001	-7010	-7019	-7028	-7037	-7046	-7055	-7064	-7073	-7082	-7091	-7100	-7109	-7118	-7127	-7136	-7145	-7154	-7163	-7172	-7181	-7190	-7199	-7208	-7217	-7226	-7235	-7244	-7253	-7262	-7271	-7280	-7289	-7298	-7307	-7316	-7325	-7334	-7343	-7352	-7361	-7370	-7379	-7388	-7397	-7406	-7415	-7424	-7433	-7442	-7451	-7460	-7469	-7478	-7487	-7496	-7505	-7514	-7523	-7532	-7541	-7550	-7559	-7568	-7577	-7586	-7595	-7604	-7613	-7622	-7631	-7640	-7649	-7658	-7667	-7676	-7685	-7694	-7703	-7712	-7721	-7730	-7739	-7748	-7757	-7766	-7775	-7784	-7793	-7802	-7811	-7820	-7829	-7838	-7847	-7856	-7865	-7874	-7883	-7892	-7901	-7910	-7919	-7928	-7937	-7946	-7955	-7964	-7973	-7982	-7991	-8000	-8009	-8018	-8027	-8036	-8045	-8054	-8063	-8072	-8081	-8090	-8099	-8108	-8117	-8126	-8135	-8144	-8153	-8162	-8171	-8180	-8189	-8198	-8207	-8216	-8225	-8234	-8243	-8252	-8261	-8270	-8279	-8288	-8297	-8306	-8315	-8324	-8333	-8342	-8351	-8360	-8369	-8378	-8387	-8396	-8405	-8414	-8423	-8432	-8441	-8450	-8459	-8468	-8477	-8486	-8495	-8504	-8513	-8522	-8531	-8540	-8549	-8558	-8567	-8576	-8585	-8594	-8603	-8612	-8621	-8630	-8639	-8648	-8657	-8666	-8675	-8684	-8693	-8702	-8711	-8720	-8729	-8738	-8747	-8756	-8765	-8774	-8783	-8792	-8801	-8810	-8819	-8828	-8837	-8846	-8855	-8864	-8873	-8882	-8891	-8900	-8909	-8918	-8927	-8936	-8945	-8954	-8963	-8972	-8981	-8990	-8999	-9008	-9017	-9026	-9035	-9044	-9053	-9062	-9071	-9080	-9089	-9098	-9107	-9116	-9125	-9134	-9143	-9152	-9161	-9170	-9179	-9188	-9197	-9206	-9215	-9224	-9233	-9242	-9251	-9260	-9269	-9278	-9287	-9296	-9305	-9314	-9323	-9332	-9341	-9350	-9359	-9368	-9377	-9386	-9395	-9404	-9413	-9422	-9431	-9440	-9449	-9458	-9467	-9476	-9485	-9494	-9503	-9512	-9521	-9530	-9539	-9548	-9557	-9566	-9575	-9584	-9593	-9602	-9611	-9620	-9629	-9638	-9647	-9656	-9665	-9674	-9683	-9692	-9701	-9710	-9719	-9728	-9737	-9746	-9755	-9764	-9773	-9782	-9791	-9800	-9809	-9818	-9827	-9836	-9845	-9854	-9863	-9872	-9881	-9890	-9899	-9908	-9917	-9926	-9935	-9944	-9953	-9962	-9971	-9980	-9989	-9998	-10007	-10016	-10025	-10034	-10043	-10052	-10061	-10070	-10079	-10088	-10097	-10106	-10115	-10124	-10133	-10142	-10151	-10160	-10169	-10178	-10187	-10196	-10205	-10214	-10223	-10232	-10241	-10250	-10259	-10268	-10277	-10286	-10295	-10304	-10313	-10322	-10331	-10340	-10349	-10358	-10367	-10376	-10385	-10394	-10403	-10412	-10421	-10430	-10439	-10448	-10457	-10466	-10475	-10484	-10493	-10502	-10511	-10520	-10529	-10538	-10547	-10556	-10565	-10574	-10583	-10592	-10601	-10610	-10619	-10628	-10637	-10646	-10655	-10664	-10673	-10682	-10691	-10700	-10709	-10718	-10727	-10736	-10745	-10754	-10763	-10772	-10781	-10790	-10799	-10808	-10817	-10826	-10835	-10844	-10853	-10862	-10871	-10880	-10889	-10898	-10907	-10916	-10925	-10934	-10943	-10952	-10961	-10970	-10979	-10988	-10997	-11006	-11015	-11024	-11033	-11042	-11051	-11060	-11069	-11078	-11087	-11096	-11105	-11114	-11123	-11132	-11141	-11150	-11159	-11168	-11177	-11186	-11195	-11204	-11213	-11222	-11231	-11240	-11249	-11258	-11267	-11276	-11285	-11294	-11303	-11312	-11321	-11330	-11339	-11348	-11357	-11366	-11375	-11384	-11393	-11402	-11411	-11420	-11429	-11438	-11447	-11456	-11465	-11474	-11483	-11492	-11501	-11510	-11519	-11528	-11537	-11546	-11555	-11564	-11573	-11582	-11591	-11600	-11609	-11618	-11627	-11636	-11645	-11654	-1

	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	Ti	P	Mn	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Pb
Si																						
Al	-.80																					
Fe	.06	-.55																				
Mg	-.69	.67	-.40																			
Ca	-.02	.05	-.26	-.30																		
Na	-.11	.12	.01	.28	-.50																	
K	.02	-.09	-.05	-.11	.51	-.20																
Ti	.61	-.79	.64	.73	-.09	-.17	.03															
P	-.25	.16	-.03	.25	-.04	-.20	-.02	-.26														
Mn	.01	-.28	.63	-.28	-.14	.06	.02	.54	-.45													
V	-.02	-.19	.48	-.39	-.02	-.29	-.22	.48	.20	.10												
Cr	-.29	.41	-.23	.51	-.48	.53	-.21	-.44	-.05	.11	-.62											
Co	-.53	.18	.55	.23	-.44	.10	-.20	.03	.27	.32	.22	.30										
Ni	-.42	.73	-.73	.77	-.21	.37	-.12	-.74	.07	-.32	-.53	.69	-.07									
Cu	-.55	.46	.08	.36	-.22	-.06	-.15	-.26	.29	-.01	.01	.34	.78	.18								
Zn	.44	-.59	.28	-.19	-.07	.13	.37	.34	-.11	.01	.30	-.12	-.05	-.34	-.27							
Ga	.32	-.65	.76	-.55	-.07	-.21	.15	.68	.02	.22	.47	-.49	.31	-.83	.11	.48						
Rb	-.21	.22	-.15	.55	-.47	.40	-.17	-.25	.30	.26	-.24	.31	.29	.37	.37	.15	.01					
Sr	-.37	.45	-.38	.53	.01	.17	.32	-.50	.19	-.50	-.26	.07	-.11	.45	.08	.14	-.16	.36				
Y	-.23	-.11	.70	.01	-.56	.22	-.36	.37	.24	.23	.63	-.12	.65	-.34	.35	.01	.58	.26	.01			
Zr	-.14	.28	-.16	.45	-.65	.39	-.41	-.09	.25	-.32	.12	.23	.16	.40	.25	-.12	-.05	.62	.42	.52		
Pb	.41	-.37	-.11	-.05	.18	-.24	.33	.24	.04	-.26	.41	-.37	-.11	-.05	.18	-.24	.33	.24	.04	-.26	.10	
Si																						
Al																						
Fe																						
Mg																						
Ca																						
Na																						
K																						
Ti																						
P																						
Mn																						
V																						
Cr																						
Co																						
Ni																						
Cu																						
Zn																						
Ga																						
Rb																						
Sr																						
Y																						
Zr																						
Pb																						

Abb. 57: Korrelationskoeffizientenmatrix der Amphibolite von Aldeia de Sta. Margarida (n = 26/5) in Klammern; Anzahl der Analysen durch EDRFA/Anzahl der Analysen durch NAA

[illegible]

Abb. 59: Korrelationskoeffizientenmatrix der Lamprophyre von Perales del Puerto (n = 27/9) in Klammern: Anzahl der Analysen durch EDRFA/Anzahl der Analysen durch NAA

Si	Al	Fe	Mg	Ca	K	TI	P	Mn	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Pb	Sc	As	Sb	Te	Mo	W	Au	Th	U	Ce	Rd	Su	Eu	Tb	Yb	Lu			
51	-94	-02	-16	-03	-43	-12	-02	-20	-17	-12	-18	-22	-31	-01	-64	-16	-09	-51	-19	-25	-48	-61	-74	-39	-73	-48	-34	-82	-01	-31	-03	-06	-31	-40	-40	-32	-44	
Al	-47	-28	-38	-65	-38	-29	-22	-13	-05	-32	-58	-17	-75	-31	-17	-13	-31	-39	-51	-46	-80	-174	-12	-66	-76	-29	-93	-25	-26	-43	-33	-76	-75	-35	-02	-59		
Fe	-55	-25	-66	-42	-57	-21	-04	-25	-42	-53	-21	-55	-18	-37	-03	-07	-43	-20	-32	-86	-01	-86	-43	-45	-92	-28	-50	-72	-56	-75	-80	-89	-93	-20	-32	-86		
Mg	-40	-25	-76	-35	-66	-49	-56	-30	-06	-03	-41	-37	-38	-24	-31	-28	-14	-14	-18	-21	-41	-74	-78	-50	-13	-42	-24	-66	-68	-73	-81	-22	-44	-25	-24			
Ca	-41	-63	-63	-41	-68	-63	-29	-67	-61	-36	-35	-22	-15	-46	-46	-23	-42	-56	-49	-29	-35	-49	-35	-09	-57	-71	-56	-73	-49	-56	-42	-81	-60	-21	-59	-40		
K	-05	-43	-63	-78	-31	-83	-27	-66	-53	-13	-55	-41	-60	-46	-80	-41	-42	-06	-43	-52	-50	-42	-12	-36	-53	-19	-41	-62	-06	-30	-30	-68	-48	-17	-53	-31		
TI	-22	-45	-39	-85	-53	-80	-53	-01	-16	-03	-04	-08	-25	-07	-30	-45	-68	-30	-29	-34	-50	-56	-69	-77	-01	-81	-50	-15	-83	-95	-80	-81	-45	-04	-73			
P	-27	-01	-49	-29	-12	-22	-48	-49	-32	-51	-43	-26	-47	-59	-21	-61	-15	-55	-65	-40	-39	-01	-69	-19	-08	-49	-79	-47	-23	-62	-80	-34	-43	-60	-18	-03		
Mn	-07	-09	-01	-19	-35	-15	-20	-06	-25	-31	-28	-14	-31	-32	-04	-58	-20	-44	-59	-60	-79	-59	-74	-78	-30	-98	-19	-08	-46	-53	-18	-99	-85	-34	-64			
Cr	-05	-08	-14	-18	-07	-03	-08	-05	-01	-71	-33	-72	-41	-91	-51	-64	-37	-61	-56	-64	-79	-54	-38	-46	-53	-98	-48	-15	-69	-53	-18	-99	-33	-30				
Co	-16	-01	-63	-67	-46	-56	-24	-64	-32	-24	-49	-08	-85	-80	-46	-73	-83	-20	-06	-66	-54	-44	-36	-54	-54	-10	-99	-86	-54	-10	-99	-86	-54	-10	-99			
Ni	-07	-12	-36	-18	-15	-33	-22	-46	-35	-17	-11	-25	-10	-01	-61	-32	-05	-35	-17	-14	-30	-12	-64	-54	-09	-76	-37	-22	-33	-49	-89	-81	-99	-82	-03	-50	-52	
Cu	-27	-25	-11	-06	-08	-24	-19	-65	-24	-49	-41	-02	-34	-35	-78	-24	-38	-47	-50	-47	-52	-75	-20	-81	-59	-44	-88	-64	-26	-06	-08	-46	-49	-11	-07	-46		
Zn	-02	-43	-60	-43	-15	-47	-08	-62	-64	-02	-46	-02	-34	-39	-36	-41	-22	-41	-49	-46	-37	-74	-18	-28	-30	-24	-50	-40	-20	-59	-46	-92	-76	-02	-12	-59		
Ga	-23	-34	-02	-06	-04	-49	-08	-34	-27	-31	-10	-57	-18	-42	-17	-28	-34	-18	-28	-30	-24	-86	-24	-54	-71	-19	-83	-10	-27	-42	-46	-53	-70	-40	-18	-67		
Rb	-16	-48	-45	-38	-37	-58	-39	-03	-14	-08	-25	-24	-32	-07	-12	-48	-76	-92	-69	-72	-19	-55	-38	-17	-48	-11	-65	-07	-24	-41	-70	-28	-49	-28	-31	-56		
Sr	-56	-14	-49	-02	-50	-02	-04	-21	-51	-87	-28	-33	-11	-19	-10	-12	-01	-50	-51	-60	-55	-18	-08	-39	-01	-66	-81	-76	-01	-10	-31	-03	-19	-50	-02	-30		
Y	-44	-28	-53	-23	-59	-06	-45	-35	-02	-01	-43	-08	-12	-05	-06	-23	-43	-08	-63	-90	-64	-79	-31	-42	-72	-24	-31	-63	-38	-14	-80	-01	-29	-25	-27	-38	-14	-24
Zr	-64	-19	-81	-42	-72	-24	-31	-63	-38	-14	-80	-01	-29	-25	-27	-38	-14	-24	-66	-78	-72	-57	-30	-28	-20	-07	-13	-12	-37	-04	-64	-45	-37	-33	-07	-30	-43	-41
Pb	-57	-30	-28	-20	-07	-13	-12	-37	-04	-64	-45	-37	-33	-07	-30	-43	-41	-27	-36	-44	-52	-19	-58	-66	-56	-38	-40	-52	-61	-03	-73	-40	-43	-91	-25	-51	-22	
Sc	-57	-30	-28	-20	-07	-13	-12	-37	-04	-64	-45	-37	-33	-07	-30	-43	-41	-27	-36	-44	-52	-19	-58	-66	-56	-38	-40	-52	-61	-03	-73	-40	-43	-91	-25	-51	-22	
As	-07	-22	-15	-19	-20	-53	-12	-06	-20	-20	-07	-28	-05	-41	-72	-45	-51	-52	-10	-09	-55	-02	-40	-52	-61	-03	-73	-40	-43	-91	-25	-51	-22	-11	-51	-27	-05	
Sb	-07	-22	-15	-19	-20	-53	-12	-06	-20	-20	-07	-28	-05	-41	-72	-45	-51	-52	-10	-09	-55	-02	-40	-52	-61	-03	-73	-40	-43	-91	-25	-51	-22	-11	-51	-27	-05	
Cs	-07	-22	-15	-19	-20	-53	-12	-06	-20	-20	-07	-28	-05	-41	-72	-45	-51	-52	-10	-09	-55	-02	-40	-52	-61	-03	-73	-40	-43	-91	-25	-51	-22	-11	-51	-27	-05	
Ba	-64	-48	-57	-90	-52	-39	-67	-51	-14	-66	-93	-03	-87	-01	-64	-77	-31	-15	-26	-68	-66	-32	-77	-22	-18	-27	-37	-02	-21	-17	-94	-83	-86	-71	-85	-61	-15	-02
Hf	-62	-63	-96	-78	-83	-52	-69	-70	-26	-56	-98	-35	-97	-01	-73	-65	-10	-20	-69	-94	-93	-16	-83	-03	-07	-84	-16	-25	-11	-14	-19	-36	-80	-54	-09	-09		
Ta	-31	-90	-78	-93	-92	-78	-93	-82	-63	-56	-27	-65	-71	-60	-72	-87	-48	-61	-57	-60	-41	-27	-17	-22	-52	-37	-99	-69	-45	-73	-79	-89	-91	-27	-10	-89		
Te	-04	-70	-23	-59	-78	-73	-63	-44	-11	-18	-73	-37	-37	-37	-37	-68	-79	-55	-35	-38	-09	-04	-21	-07	-40	-56	-30	-14	-59	-66	-57	-01	-38	-35	-16	-03	-28	
Mo	-68	-09	-73	-37	-44	-09	-68	-60	-38	-76	-66	-46	-55	-07	-19	-05	-77	-74	-69	-56	-61	-12	-77	-35	-59	-48	-62	-32	-79	-44	-64	-64	-46	-63	-46	-63		
W	-62	-59	-99	-91	-63	-44	-74	-64	-64	-94	-18	-94	-06	-71	-77	-16	-05	-43	-78	-75	-17	-86	-08	-20	-97	-93	-38	-50	-44	-22	-26	-55	-50	-94	-31	-79		
U	-52	-30	-33	-62	-44	-20	-41	-59	-67	-22	-13	-06	-06	-24	-51	-36	-51	-36	-33	-24	-15	-23	-58	-15	-31	-56	-99	-19	-23	-33	-23	-24	-15	-54	-90			
Ce	-17	-68	-92	-82	-56	-88	-94	-97	-19	-47	-98	-56	-90	-61	-86	-77	-44	-63	-55	-81	-78	-35	-91	-08	-11	-63	-81	-87	-26	-60	-75	-30	-99	-99	-88	-25	-23	
La	-22	-85	-91	-87	-78	-95	-91	-01	-51	-83	-97	-89	-77	-95	-78	-27	-52	-46	-78	-75	-30	-86	-01	-10	-75	-86	-76	-53	-29	-86	-28	-97	-96	-94	-59	-51	-70	
Sm	-20	-91	-91	-78	-60	-92	-92	-98	-23	-87	-55	-98	-58	-87	-76	-46	-67	-56	-81	-78	-38	-84	-03	-59	-80	-90	-34	-55	-72	-37	-99	-99	-95	-46	-14	-71		
Eu	-52	-57	-96	-67	-70	-62	-64	-76	-42	-57	-96	-70	-63	-21	-68	-56	-113	-37	-84	-89	-92	-04	-29	-64	-90	-61	-17	-80	-76	-18	-86	-84	-78	-82	-09	-40		
Tb	-14	-87	-95	-75	-67	-67	-64	-76	-32	-58	-99	-61	-92	-50	-83	-71	-43	-66	-66	-83	-32	-81	-01	-54	-83	-89	-16	-70	-72	-39	-98	-99	-93	-99	-88	-08		
Yb	-06	-91	-91	-76	-62	-86	-91	-97	-19	-36	-90	-57	-93	-55	-81	-70	-49	-71	-56	-81	-76	-44	-82	-29	-01	-56	-79	-90	-32	-55	-71	-38	-97	-98	-95	-80	-98	
Lu	-60	-68	-96	-80	-84	-53	-69	-71	-24	-52	-98	-36	-96	-01	-71	-67	-06	-23	-69	-94	-31	-84	-04	-06	-84	-99	-53	-33	-51	-93	-36	-84	-81	-86	-80	-89	-84	-80

Abb. 61: Korrelationskoeffizientenmatrix der sauren Intrusivgesteine
 aus allen untersuchten Schmelzvorkommen
 in Klammern: Anzahl der Analysen durch ENDA/Anzahl der Analysen durch MM

unterer Teil: Granite

oberer Teil: Pegmatite/Aplite

(n = 24/8)

(n = 20/8)

9. Literaturverzeichnis

- ALDAYA, F. ARRIBAS, A., GONZALES-LADEIRO, F., IGLESIAS, M., MARTINEZ-CATALAN, J.R. & MARTINEZ-GARCIA, E. (1973): Presencia de una nueva fase de deformación probablemente prehercínica en el noroeste y centro de la Península Ibérica (Galicia Central, Zamorra y Salamanca). - *Stvd. Geol.*, **VI**, 29-48.
- ALDERTON, D.H.M., PEARCE, J.A. & POTTS, P.J. (1980): Rare earth element mobility during granite alteration; evidence from southwest England. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **49**, 149-165.
- AMOSSE, J. (1978): Variation in wolframite composition according to temperature at Borralha, Portugal and Enguayales, France. - *Econ. Geol.*, **73**, 1170-1175.
- ARRIBAS, A. (1962): Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de uranio. - *Est. Geol.*, **18**, 155-172.
- ARRIBAS, A. (1975): Las pizarras uraníferas de la provincia de Salamanca. - *Stvd. Geol.*, **IX**, 7-37.
- ARRIBAS, A. (1979): Mineral paragenesis in the variscan metallogeny of Spain. - *Stvd. Geol.*, **XIV**, 223-226.
- ARRIBAS, A. (1979): Les gisements de tungstène de la zone de Morille (Province de Salamanca, Espagne). - *Chron. Rech. Min.*, **450**, 27-34.
- ARRIBAS, A. (1980 a): Los yacimientos de tungsteno de la zona de Morille (Provincia de Salamanca). - *Bol. Geol. Min.*, **91**, Fascículo I, 1-19.
- ARRIBAS, A. (1980 b): El yacimiento de tungsteno de Barruecopardo. - *Bol. Geol. Min.*, **91**, Fasc. II, 1-11.
- ARRIBAS, A. & GUMIEL, P. (1984): First occurrence of a strata-bound Sb-W-Hg deposit in the Spanish Hercynian Massif. - in: WAUSCHKUHN, A., KLUTH, C. & ZIMMERMANN, R.A. (eds.): *Syngeneses and Epigenesis in the Formation of Mineral Deposits*. - Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo. 468-481.
- ARTHAUD, F. & MATTE, Ph. (1975): Les décrochements tard-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. - *Tectonophysics*, **25**, 139-171.
- ARTHAUD, F. & MATTE, Ph. (1977): Late paleozoic strike-slip faulting in southern Europa and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. - *Geol. Soc. America, Bull.*, **88**, 1305-1320.
- BADHAM, J.P.N. & HALLS, C. (1975): Microplate tectonics, oblique collisions, and evolution of the Hercynian orogenic systems. - *Geology*, **3**, 373-376.
- BAKER, J.H. & de GROOT, P.A. (1983): Proterozoic seawater-felsic volcanics interaction w. Bergslagen, Sweden. Evidence for high REE mobility and implications for 1.8 ga seawater compositions. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **1983**, **82**, 119 - 130.
- BALASHOV, Y.A. (1966): Differentiation of rare-earth elements during magmatic processes. - in: VINOGRADOV, A.P. (1963): *Chemistry of the Earth's Crust*, vol. I, 372-387. - Translated from Russian, Israel Program für Scientific Translations, Jerusalem, 1966.
- BARD, J.P., BURG, J.P., MATTE, Ph. & RIBEIRO, A. (1980): La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. - *26. Cong. Geol. Int., Coll. C 6*, 233-246.

- BARD, J.-P., CAPDEVILA, R., MATTE, Ph. & RIBEIRO, A. (1973): Geotectonic model for the Iberian Variscan Orogen. - *Nature Phys. Sci.*, **241**, 50-52.
- BARR, S.M., AREIAS, I. (1980): Petrology and geochemistry of granitic intrusions in the Viana do Castelo area, northern Portugal. - *Geol. en Mijnb.*, **59**, 273-281.
- BARROS, A.F. (1977): Prospecao e pesquisa mineralometrica de minérios estano-wolframáticos na area de Penalva do Castelo. - *Dep. de Engenharia de Minas, Monografia N 1, F.C.T.U.C.*, 50pp.
- BASSET, R.L. (1980): A critical evaluation of the thermodynamic data for boron ions, ion pairs, complexes and polyanions in aqueous solution at 298.15 K and 1 bar; *Geochim. Cosmochim. Acta*, **44**, 1151-1160.
- BAYER, H. (1968): Lagerstättenkundlich-petrographische Untersuchungen der Wolframvorkommen von Valdearcas bei Covas, Distrikt Viana do Castelo, Nordwestportugal, und ihrer Nebengesteine. - *Diss., TH Aachen*, 228pp.
- BAYER, R. & MATTE, Ph. (1979): Is the mafic/ultramafic massif of Cabo Ortegal (northwest Spain) a nappe emplaced during a Variscan obduction? A new gravity interpretation. - *Tectonophysics*, **57**, T9-T18.
- BECCALUVA, L., OHNSTETTER, D. & OHNSTETTER, M. (1979): Geochemical discrimination between ocean floor and island arc tholeiites; application to some ophiolites. - *Can. J. Earth. Sci.*, **16**, 1874-1882.
- BERNARD, J.H. & SKVOR, V. (1980): The reactivation of ancient massif and metallogeny: the example of the Bohemian Massif. - *Econ. Geol.*, **75**, 251-259.
- BERNARDO DE SOUSA, M. (1979 a): Complexo xisto-grauvaquico do Douro: I - características litoestratigráficas. - *Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol., Univ. Coimbra*, **88**, 31-37.
- BERNARDO DE SOUSA, M. (1981 a): Complexo xisto-grauvaquico do Douro: os xistos cloriticos com magnetite e seu valor estratigrafico. - *Com. Serv. Geol. Portugal*, **67**, Fasc. 1, 53-55.
- BERNARDO DE SOUSA, M. (1981 b): Skarns e rochas calco-silicatadas do complexo xisto-grauvaquico do Douro (NE-Portugal) - seu enquadramento litoestratigrafico. - *Com. Serv. Geol. Portugal*, **67**, Fasc. 2, 169-172.
- BERNARDO DE SOUSA, M. (1979 b): Complexo xisto-grauvaquico do Douro: II - os conglomerados de Travoes (S. Joao da Pesqueira, NE Portugal) e seu significado estratigrafico. - *Mem. e Not., Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra*, **88**, 39-59.
- BEURLIN, H. (1984): "Tactites" formed by Ca-Al-metasomatism on amphibolites in the Serido scheelite province - NE Brazil. - in: WAUSCHKUHN, A., KLUTH, C. & ZIMMERMANN, R.A. (eds.): *Syngensis and Epigenesis in the Formation of Mineral Deposits.* - Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo. 598-607.
- BEUTEL, P. & SCHUBÖ, W. (1983): SPSS 9 - Statistik-Programm-System für die Sozialwissenschaften (Nach N.H. NIE und C.H. HULL). - *Fischer Verlag, Stuttgart* - New York, 323pp.
- BISCHOFF, L. (1975): Das Störungsmuster Zentralspaniens nach Auswertungen von ERTS-1 - Aufnahmen. - *Münst. Forsch. Geol. Paläont.*, **36**, 69-80.

- BISCHOFF, L., SCHÄFER, G., SCHMIDT, K. & WALTER, R. (1973): Zur Geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentralspanien). - Münst. Forsch. Geol. Paläont., **28**, 27pp.
- BOISSAVY-VINAU, M., DERRE, C., JAFFREZIC, H., ROGER, G. & TREUIL, M. (1979): L'étain et le tungstène dans l'évolution granitique: le secteur N de Viseu (Portugal). Comparaisons avec le Massif Central Français. - Publ. Mus. Lab. Min. Geol., Fac. de Ciencias do Porto, **XCI**, 4. serie, 65-76.
- BORISENKO, L.F. (1961): Scandium; its geochemistry and mineralogy. - aus dem Russischen übersetzt durch: Consultants Bureau Enterprises, New-York, 78pp. - zitiert aus WIENDL (1968).
- BRODTKORB, M.K. & BRODTKORB, A. (1977): Strata-bound scheelite deposits in the precambrian basement of San Luis (Argentina). - In: KLEMM, D.D. & SCHNEIDER, H.-J. (eds.): Time and strata-bound ore deposits. - Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 141-152.
- BROWN, P.E. & KELLY, W.C. (1980): P-T-x(f) conditions of contact metamorphism and metasomatism at Pine Creek, California. - Contrib. No. XXX from the Min. Lab., Dep. of Geol. Sciences, The University of Michigan, aus: BROWN, P.E. (1980): A petrologic and stable isotopic study of skarn formation and mineralization at the Pine Creek, California tungsten mine. - Unpubl. Ph.D. thesis, Univ. of Michigan.
- BRYZGALIN, O.V. (1958): The origin of scheelite in skarn ore deposits. Geochemistry, **3**, 297-304.
- BRYZGALIN, O.V. (1960): Chemical character of tungsten-bearing solutions in the skarn ore-forming process. - Geochemistry, **6**, 624-629.
- BURCHARD, U. (1972): Geologische Untersuchungen zur Gnese der Scheelit-lagerstätte King Island/Tasmanien. - Diss., Univ. München, 123pp.
- BUSCH, K. (1981): Geochemische Untersuchungen einer Scheelitlagerstätte bei Currais Novos in NE-Brasilien. - Erzmetall, **34**, **9**, 469-475.
- CAPDEVILA, R. & FLOOR, P. (1970): Les differents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord ouest de l'Espagne. - Bol. Geol. Min., **LXXXI**, II-III, 101-111.
- CARNICERO GOMEZ-RODULFO, M.A. (1980): Estudio petrologico del metamorfismo y los granitoides entre Copez y Aldea del Obispo (W de la Prov. de Salamanca). - Tesis doctoral, Univ. de Salamanca.
- CARPENTER, L.G. & GARRET, D.E. (1959): Tungsten in Searles Lake. - Mining Engineering, 301-303.
- CASQUET, C. & TORNOS, F. (1984): El skarn de W-Sn del Carro del Diablo (Sistema Central Español). - Bol. Geol. Min., **95**, Fasc. 1, 58-79.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R., (1974): Two contrasting granite types. - Pac. Geol., **8**, 173-174.
- CHAURIS, L. (1980): Plate tectonics and ore deposition in Western Europe: the example of the Armorican massif (France): - Proc 5th Quadrennial IAGOD-Symp., 401-413.

- COATES, T. (1980): Spain tungsten report. - Unpubl. company report, Union Carbide Corporation, Grand Junction, USA, 16pp.
- COGNE, J. (1977): La chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision? Propositions pour une interprétation géodynamique globale. - in: Coll. internationaux du C.N.R.S., **268**, - Ecologie et Géologie de l'Himalaya, 111-129.
- COMA MOLIST, F. (1983): Litología, tectónica y mineralización del yacimiento Fe, Saelices El Chico, Salamanca. - unveröff. Arbeit ENUSA, Saelices El Chico, 19pp.
- CORRENS, C.W. (1968): Einführung in die Mineralogie. - Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 458pp.
- CORRETGE, L.G. & LOPEZ-PLAZA, M. (1976): Geología del área granítica y metamórfica al oeste de Ciudad Rodrigo (Salamanca): I: El complejo esquistó-grauvaquico: estratigrafía, metamorfismo y deformación. - Stvd. Geol., **XI**, 121-149.
- CORRETGE, L.G. & LOPEZ-PLAZA, M. (1977): Geología del área granítica y metamórfica al oeste de Ciudad-Rodrigo (Salamanca): II: Las rocas graníticas. - Stvd. Geol., **XII**, 47-73.
- CULLERS, R.L. & GRAF, J.L. (1984): Rare Earth Elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks - ore petrogenesis. - In: HENDERSON, P. (ed.): Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, Amsterdam, 510pp.
- CUNNINGHAM, W.B., HÖLL, R. & TAUPITZ, K.C. (1973): Two new tungsten bearing horizons in the older Precambrian of Rhodesia. - Mineral. Deposita, **8**, 200-203.
- DAHMEN, P. (1981): Geologische und geochemisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen im Gebiet des Oberhausgrabens südöstlich Schladming (Österreich). - Unveröff. Diplomarbeit, Univ. München, 119pp.
- DELA KOWITZ, B., HACK, M. & HÖLL, R. (1984): Schlußbericht zum Projekt Nr. 79.2051.5-01-01.116/1213 - 1215, Experten für Wolframlagerstätten in der Provinz San Luis, Argentinien. - Deutsche Gesellschaft für Technische Zusammenarbeit (GTZ) GmbH, Abt. 34 - Bergbau, 108pp.
- DEN TEX, E. (1966): Aperçu pétrologique et structural de la Galicie cristalline. - Leidse Geol. Meded., **36**, 211-222.
- DEN TEX, E. (1979): Apre-variscan continental rift-system in NW-Spain. Krystalinikum, **14**, 19-31.
- DEN TEX, E. (1981 a): A geological section across the Hesperian Massif in western and central Galicia. - IN: ZWART, H.J. & DORNSIEPEN, U.F. (eds.): The variscan orogen in Europe. - Geol. Mijnbouw, **60**, 33-40.
- DEN TEX, E. (1981 b): Basement evolution in the northern Hesperian Massif. A preliminary survey of results obtained by the Leiden Research Group. - Leidse Geol. Mededelingen, **52**, 1-21.
- DEN TEX, E. (1982): Dynamothermal metamorphism across the continental crust/mantle interface. - Fortschr. Miner., **60**, 57-80.

- DERRE, C. (1982): Caracteristiques de la distribution des gisements à étain et tungstène dans l'ouest de l'Europe. - Mineral. Deposita, **17**, 55-78.
- DERRE, C., LECOLLE, M. & ROGER, G. (1982): Les quartzites à silicates calciques et scheelites: préconcentrations familiaires ou pièges pour un tungstène étranger lié à l'hydrothermalisme périgranitique? Exemple du Nord-Est Transmontain (Portugal). - Mineral. Deposita, **17**, 363-387.
- DIEZ BALDA, M.A. & MARTINEZ CATALAN, J.R. (1977): La deformación hercínica en los materiales paleozoicos y precámbricos al sur de Salamanca. - Stvd. Geol., **12**, 91-108.
- DIEZ BALDA, M.A. & FOURNIER VINAS, Ch. (1981): Hallazgo de acritarcos en el complejo esquistograuváquico al sur de Salamanca. - Acta Geol. Hisp., **16**, 131-134
- EINAUDI, M.T., MEINERT, L.D. & NEWBERRY, R.J. (1981): Skarn deposits. - Econ. Geol., 75th Anniversary Volume, 317-391.
- EINAUDI, M.T. & BURT, M.D. (1982): Terminology, classification and composition of skarn deposits. - Econ. Geol., **77**, 745-754.
- EKAMBARAM, V., BROOKINS, D.G., ROSENBERG, P.E. & EMANUEL, P.E. (1986) : Rare-earth element geochemistry of fluorite-carbonate deposits in western Montana, U.S.A.. - Chem.Geol., **54**, 319-331.
- ELLIS, A.J. & MAHON, W.A.J. (1977): Chemistry and geothermal systems. Academic Press, New York, 392pp.
- EMMERMANN, R., DAIEVA, L. & SCHNEIDER, J. (1975): Petrologic significance of rare earth distribution in granites. - Contrib. Mineral. Petrol., **52**, 267-283.
- FARINHO RAMOS, J.M. & SANTOS OLIVEIRA, J.M. (1975): Aplicação de métodos conjugados de prospeção geológicas e geoquímicas - no estudo da área scheelitica de Freixo de Numão (Vila Nova de Foz Co) no Norte de Portugal. - II Congr. Ibero-Americano de Geologia Economica, 225-279.
- FARINHA RAMOS, J.M., SANTOS OLIVEIRA, J.M., VIEGAS, L.F.S. & SIMÕES, M. (1978): Prospeção geológico-mineira na região de Almendra - Castelo Melhor (NE de Portugal). - Ordem dos Engenheiros, Congresso 78, Tema 3 Comunicação 7 e 7-A.
- FARINHA RAMOS, J.M. & VIEGAS, L.F.S. (1980): Algumas notas sobre a prospeção de mineralizações scheeliticas no norte de Portugal. - Com. Serv. Geol. Portugal, **66**, 151-165.
- FARZANEH, A. (1979): Analytik, Verteilung und Verhalten des Fluors am Beispiel ausgewählter Gesteine und Minerale aus Ostbayern. - Diss., Univ. München, 121pp.
- FEHR, K.T. (1982): Stabilität von Grossular - Hydrogrossular-Mischkristallen in einer binären H_2O - CO_2 -Gasphase. - Diss., Univ. München, 139pp.
- FEHR, K.T. & HUCKENHOLZ, H.G. (1982): Stabilität von Grossular - Hydrogrossular-Mischkristallen in Gegenwart von H_2O und H_2O + CO_2 -Gasphase. - Fortschr. Miner., **60**, Bb. 1, 70.

- FERNANDEZ CASALS, M.J. (1979): Las deformaciones hercínicas del límite Somosierra-Guadarrama (sistema central). - *Est. Geol.*, **35**, 169-191.
- FERNANDEZ-CASALS, M.J. & CAPOTE DE VILAR, R. (1970): La tectónica paleozoica del Guadarrama en la región de Buitrago del Lozoya. - *Bol. Geol. Min.*, **XXXI**, 562-568.
- FERREIRA PINTO, A.F. (1978): Rochas escarníticas com scheelite de Rio de Moinhos. - *Mem. Not., Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra*, **86**, 1-41.
- FERREIRA PINTO, A.F. (1978): Ocorrência de prenite em rochas calcosilicatadas de Rocamondo (Portugal). - *Com. Serv. Geol. Portugal*, **63**, 61-65.
- FERREIRA PINTO, A.F. (1979): Rochas calco-silicatadas portuguesas e mineralizações scheeliticas. - *Com. Serv. Geol. Portugal*, **65**, 131-135.
- FERREIRA PINTO, A.F. & BARROS, A.F. (1977): Metaconglomerados com scheelite das zonas da Nave e Souto (Sabugal). - *Mem. Not., Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra*, **83**, 53-63.
- FERREIRA PINTO, A.F. & BARROS, A.F. (1978): Estudo petrográfico de rochas calco-magnesianas com scheelite de Mata da Rainha (Penamacor). - *Ordem dos engenheiros, Congresso 78, Tema 3, Comunicacao 4*, 1-12.
- FERREIRA PINTO, A.F. & BARROS, A.F. (1980): Algumas ocorrências scheeliticas em rochas calco-silicatadas do norte de Portugal. *Tecnica, separata 456*, 213-226.
- FLEET, A.J. (1984): Aqueous and sediment geochemistry of the rare earth elements. - In: HENDERSON, P. (ed.): *Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier, Amsterdam, 343-373.
- FLOOR, P. (1970): Session de travail consacrée à la subdivision des roches granitiques hercyniennes dans le nord-ouest péninsulaire. - *Bol. Geol. Min.*, **LXXXI**, 245-248.
- FLOOR, P., KISCH, H.J. & ING SOEN, O. (1970): Essai de corrélation de quelques granites hercyniens de la Galice et du nord du Portugal. - *Bol. Geol. Min.*, **LXXXI**, 128-135.
- FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. (1975): Magmatype and tectonic setting discrimination using immobile elements. - *Earth Plan. Sci. Lett.*, **27**, 211-218.
- FOSTER, R.P. (1977): The solubility of scheelite. - *Chem. Geol.*, **20**, 27-43.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. & MARTINEZ GARCIA, E. (1972): El cambrio inferior de la Rinconada (Salamanca, Espanha Central). - *Stvd. Geol.*, **III**, 33-41.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. & CARNICERO, A. (1973): El extremo noreste del gran dique del Alentejo - Plasencia. - *Stvd. Geol.* **VI**, 73-84.

- GARCIA, M.O. (1978): Criteria for the identification of ancient volcanic arcs. - *Earth Sci. Rev.*, **14**, 147pp.
- GARZON-HEYDT, M.G., GONZALES LADEIRO, F. & VEGAS, R. (1976): Estudio tectónico y microtectónico de la fracturación en un segmento del Sistema Central Español. - *Stvd. Geol.*, **X**, 7-16.
- GOLDSCHMIDT, V.M. (1954): *Geochemistry*. - Oxford University Press, Oxford, 730pp.
- GRAPPIN, C., TREUIL, M., YAMAN, S. & TOURAY, J.C. (1979): Le spectre de Terres Rares de la Fluorine en tant que marquer des propriétés du milieu de dépôt des interactions entre solutions mineralisantes et roches sources. Exemple pris dans le District de la Marche Occidentale (France). - *Mineral. Deposita*, **14**, 297-309.
- GRAY, R.F., HOFFMANN, V.J., BAGAN, R.J. & MC Kinley, H.L. (1968): Bishop tungsten district, California. - In: RIDGE, J.D. (ed.): *Ore deposits of the United States, 1933-1967 - Part 11, Chapter 73*, 1531-1554.
- GUMIEL, P. & PINEDA, A. (1975): Estudio del yacimiento de scheelita de La Parilla (Cáceres - Badajoz). - *Tecniterrae*, **3**, 16-38.
- GUMIEL-MARTINEZ, P., ARRIBAS, A. & SAAVEDRA, A.J. (1976): Geología y metalogenia del yacimiento de estibina-scheelita de San Antonio, Albuquerque (Badajoz). - *Stvd. Geol.*, **X**, 61-93.
- GUNDLACH, H. & THORMANN, W. (1960): Versuch einer Deutung der Entstehung von Wolfram- und Zinnlagerstätten. - *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, **112**, 1-35.
- GUNDLACH, H., MÖLLER, P., PAREKH, P.P. & STOPPEL, D. (1976): Zur Genese des Fluorits auf Barytgängen des Südwest-Harzes. - *Geol. Jb.*, **D 20**, 3-22.
- HAHN-WEINHEIMER, P., HIRNER, A. & WEBER-DIEFENBACH, K. (1984): Grundlagen und praktische Anwendungen der Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA). - *Viehweg, Wiesbaden*, 253pp.
- HALLENSTEIN, C.P. & PEDERSEN, J.L. (1983): Scheelite mineralizations in Central East Greenland. - *Mineral. Deposita*, **18**, 315-333.
- HASKIN, L.A., FREY, F.A., SCHMITT, R.A. & SMITH, R.H. (1966): Meteoric, solar and terrestrial Rare Earth distributions. - *Physics and Chemistry of the Earth*, **7**, 167-321.
- HASKIN, L.A., WILDEMAN, T.R., FREY, F.A., COLLINS, K.A., KEEDY, C.R. & HASKIN, M.A. (1966): Rare Earths in sediments. - *J. Geophys. Res.*, **71**, 6091-6105.
- HASKIN, L.A., HASKIN, M.A., FREY, F.A. & WILDEMAN, T.R. (1968): Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. - In: AHRENS, L.H. (ed.): *Origin and distribution of the elements*. - Pergamon, Oxford, 889-912.
- HEDENQUIST, J.W. & SEWARD, T.M. (1983): Waimangu geothermal field. - In: *Epithermal environments in New Zealand. Field conference, N.Z. Mineral Exploration Association*, C₁-C₆.

- HELLMANN, P.L., SMITH, R.E. & HENDERSON, P. (1977): The mobility of the rare earth elements: evidence and implications from selected terrains affected by burial metamorphism. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **71**, 23-44.
- HENDERSON, P. (ed.) (1984): *Rare Earth Element Geochemistry*. - Developments in geochemistry, 2, Elsevier, Amsterdam, 510pp.
- HENRY, J.-L., NION, J., PARIS, F. & THADEU, D. (1974): Chitinozoaires, ostracodes et trilobites de l'ordovicien du Portugal (Serra de Buçaco) et du Massif Armoricain: essai de comparaison et signification paléogéographique. - *Comm. Serv. Geol. Portugal*, **57**, 303-345.
- HÖLL, R. (1966): Genese und Altersstellung von Vorkommen der Sb-W-Hg-Formation in der Türkei und auf Chios/Griechenland. - Diss., Univ. München. - Bayer. Akad. Wiss., Math. Naturw. Kl., Abh., N.F. 127, 118pp.
- HÖLL, R. (1971): Scheelitvorkommen in Österreich. - *Erzmetall*, **24**, 273-282.
- HÖLL, R. (1975): Die Scheelitlagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitvorkommen in den Ostalpen. - Habilitationsschrift, Bayer. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl., Abh., N.F., **157 A**, 114pp.
- HÖLL, R. (1977): Early paleozoic ore deposits of the Sb-W-Hg-formation in the Eastern Alps and their genetic interpretation. - In: KLEMM D.D. & SCHNEIDER, H.J. (eds.): *Time- and strata-bound ore deposits*. Springer, Heidelberg, Berlin, New York, 1 69-198.
- HÖLL, R. & MAUCHER, A. (1967): Genese und Alter der Scheelit-Magnetit Lagerstätte Tux. - *Sitzungsber. Bayer. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl.*, **1967-1**, 1-11.
- HÖLL, R., MAUCHER, A. & WESTENBERGER, H. (1972): Synsedimentary-diagenetic ore fabrics in the strata- and time-bound scheelite deposits of Kleinarltal and Felbertal in the Eastern Alps. - *Mineral. Deposita*, **7**, 217-226.
- HÖLL, R. & MAUCHER, A. (1976): The strata-bound ore deposits in the eastern Alps. - In: WOLF, K.H. (ed.): *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits*. - Vol. V, Elsevier, Amsterdam, 1-37.
- HÖLL, R., MAUCHER, A., STÁRK, H. & BORN, H.J. (1979): Neutronenaktivierungsanalytische Bestimmungen von Gold, Silber, Wolfram und Antimon in der Scheelitlagerstätte Felbertal (Österreich) und die geologisch-lagerstättenkundliche Interpretation. - *Berg- und Hüttenmännische Monatshefte*, 124. Jahrgang, Heft 2, 54-63.
- HÖLL, R., DAHMEN, P., SEIDL, A. & WERNER, W. (1985): Tungsten mineralization in the Ennstal Phyllite Series near Schladming, Eastern Alps. - *Monograph Series on Mineral Deposits*, Gebr. Bornträger, Berlin, Stuttgart, **25**, 161 - 176.
- HSU, L.C. (1977): Effects of oxygen and sulfur fugacity on the scheelite-tungstenite and powellite-molybdenite stability relations. - *Econ. Geol.*, **72**, 664-670.

- HUCKENHOLZ, H.G. & FEHR, K.T. (1982): Stability relationships of grossular + quartz + wollastonite + anorthite. II. The effect of grandite - hydrograndite solid solution. - N. Jb. Miner. Abh., **145**, 1, 1-33.
- HUMPHRIES, S.E. (1984): The mobility of REE in the crust. - In: HENDERSON, P. (ed.): Rare Earth Element Geochemistry. - Elsevier, Amsterdam, 317-340.
- IGME, Instituto Geologico y Minero de España (1980): Mapa Tectonico de la Peninsula Iberica y Baleares, 1 : 1 000 000.
- ING SOEN, O. (1970): Granite intrusions, folding and metamorphism in central northern Portugal. - Bol. Inst. Geol. Min., **81-83**, 271-289.
- IVANOVA, G.F. (1966): Thermodynamic evaluation of the possibility of tungsten transport as halogen compounds. - Geochem. Int., **10**, 964-973.
- IVANOVA (in Vorb.) Geochemistry of Tungsten. - Unveröff. Manuskript, 78pp.
- JACKSON, K.J. & HELGESON, H.C. (1985): Chemical and thermodynamic constraints on the hydrothermal transport and deposition of tin: I. Calculation of the Solubility of cassiterite at high pressures and temperatures. - Geochim. Cosmochim. Acta, **49**, 1-22.
- JAKŠ, P. & GILL, J. (1970): Rare Earth Elements and the island arc tholeiitic series. - Earth and Planet. Sci. Lett., **9**, 17-28.
- JANDA, I., SCHROLL, E. & SEDLAZEK, M. (1965): Zum Problem der geochemischen Unterscheidung von Para- und Orthoamphiboliten am Beispiel einiger Vorkommen des Waldviertels und der Ostalpen. - T.M.P. Mitt., **10**, 552.
- JENSEN, L.S. (1976): A new cation plot for classifying subalcalic volcanic rocks. - Ont. Dept. Mines Misc. Paper, **66**.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J.M., RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1980): Memoria explicativa al Mapa Tectonico de la Peninsula Ibérica y Baleares, Escala 1 : 1 000 000. - Serv. de Publ., Ministerio de Industria y Energía, Madrid, 113pp.
- JULIVERT, J., MARTINEZ, F.J. & RIBEIRO, A. (1980): The Iberian segment of the European hercynian foldbelt. - XXVI Congr. Int. de Geol., Coll. C 6, 132-158.
- JUNG, R & HÖLL, R. (1982): Wolframvorkommen in NE-Bayern. - Erzmetall, **35**, 142-147.
- JUNG, R. : Wolframvorkommen in NE-Bayern. - Diss., Univ. München, in Vorbereitung.
- KAISER, H.J. (1972): Statistischer Grundkurs. - Univ. München.
- KALENOV, A.D. (1961): Some features of scandium concentration. - Geochemistry, **3**, 270-279.
- KEASBERRY, E.J. (1979): An interpretation model of semi-circular Bouguer anomalies found over the peripheral belt of the Ordenes complex (NW-Spain). - Geol. en Mijnb., **58**, 65-70.

- KEASBERRY, E.J., VAN CALSTEREN, P.W.C. & KUIJPER, R.P. (1976): Early paleozoic mantle diapirism in Galicia. - *Tectonophysics*, **31**, T61-T65.
- KELLY, W.C. (1977): The relative timing of metamorphism, granite emplacement and hydrothermal ore deposition in the Panasqueira district (Beira Baixa, Portugal). - *Com. Serv. Geol. Portugal*, **61**, 239-244.
- KERRICK, D.M., CRAWFORD, K.E. & RANDAZZO, A.F. (1973): Metamorphism of calcareous rocks in three roof pendants in the Sierra Nevada, California. *Jour. Petrol.*, **14**, 303-325.
- KHAFFAGY, M. (1971): Zur Geochemie der Spitzer Gneise und der Paragesteinsserie des Kamptales, Niederösterreich. - *Jb. Geol. B.A., Sonderband 17*, 171pp. - zitiert aus SCHROLL, E. (1976).
- KIM, J.I. (1981): Monostandard activation analysis: evaluation of the method and its accuracy. - *J. Radioanal. Chem.*, **63**, 121-144.
- KIM, J.I. & STÁRK, H. (1970): Study of the monostandard activation analysis and its application to geological samples: investigation of scheelite deposits in the Eastern Alps. - *Proc. of Activation Analysis in Geochemistry and Cosmochemistry*, Oslo, 397-410.
- KWAK, T.A.P. (1983): The geology and geochemistry of the zoned Sn-W-F-Beskarms at Mt. Lindsay, Tasmania, Australia. - *Econ. Geol.*, **78**, 1440-1465.
- LANGE, H. (1965): Zur Genese der Metabasite im sächsischen Erzgebirge. - *Freiberger Forsch., H.R.C.* 177; zitiert aus SCHROLL, 1976.
- LAPADU-HAGUES, L. (1959): A propos des massifs d'amphibolite du Limousin et de la Haute Vienne (Massif Central Français). - *C.R.Somm. Soc. Geol. France*, **10**; zitiert aus SCHROLL, 1976.
- LEDUC, L. (1978): Le district de Ponferrada (León, NW de l'Espagne) et ses gisements de tungstène. - *Diss., Univ. Pierre et Marie CURIE, Paris*, 527pp.
- LEFORT, J.-P. (1979): Iberian-armoric arc and hercynian orogeny in western Europe. - *Geology*, **7**, 384-388.
- LINDROTH, G.T. (1922): Studier över Yxsjöfältets geologi och petrografi. - *Geol. För. Förh.*, **44**, 19-123.
- LORENZ, V. (1976): Formation of hercynian subplates, possible causes and consequences. - *Nature*, **262**, 374-377.
- LOTZE, F. (1945): Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. - *Geotekt. Forsch.*, **6**, 78-79.
- MAASKANT, P. (1970): Chemical petrology of polymetamorphic ultramafic rocks from Galicia, N.W. Spain. - *Leidse Geol. Meded.*, **45**, 237-325.
- MAC DONALD, G.A. & KATSURA, T. (1964): Chemical composition of Hawaiian lavas. - *J. Petrol.*, **5**, 1, 82-132.
- MANNING, D.A.C. (1984): Volatile control of tungsten partitioning in granitic melt-vapour systems. - *Trans. Inst. Min. Metall (Sect. B: Appl. earth Sci.)*, **93**, B 185-B 189.

- MANNING, D.A.C. & HENDERSON, P. (1984): The behaviour of tungsten in granitic melt-vapour systems. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**, 286-293.
- MARTINEZ-ALVAREZ, J.A. (1974): Consideraciones sobre la posición geoestructural de la Península Ibérica. - *Bol. Geol. Min.*, LXXXV-V, 1-5.
- MARTINEZ-GARCIA, E. & NICOLAU, J. (1973): Los terrenos infraordovicicos de la antiforma de Martinamor (Salamanca). - *Bol. Geol. Min.*, LXXXIV-VI, 407-418.
- MASCH, L. (1977): Die Aureole des Monzoni-Intrusivkomplexes (Norditalien) - ein Modell progressiver Thermometamorphose kieseliger Karbonate. - *Habilitationsschrift, Univ. München*, 110pp.
- MAUCHER, A. (1965): Die Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Geotektonik. - *Freib. Forsch. H.*, C.186, 173-187.
- MAUCHER, A. (1976): The stratabound cinnabar-stibnite-scheelite deposits (discussed with examples from the Mediterranean region). - In: WOLF, K.H. (ed.): *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits*. - Vol. 7, Elsevier, Amsterdam, 477-503.
- MEER MOHR, v.d., C.G., KUIJPER, R.P., VAN CALSTEREN, P.W.C., KEYNES, M. & DEN TEX, E. (1981): The Hesperian Massif: from Iapetus aulacogen to ensialic orogen. A model for its development. - *Geol. Rdsch.*, **70**, 459-472.
- MENDES, F. (1967): Contribution a l'étude géochronologique par la méthode au strontium des déformations cristallines du Portugal. - *Bol. Mus. Lab. Min. Geol.*, **11**, 1-157.
- METZ, P. (1970): Experimentelle Untersuchung der Metamorphose von kieselig dolomitischen Sedimenten. II. Die Bildungsbedingungen des Diopsids. - *Contr. Mineral. Petrol.*, **28**, 221-250.
- MINEJEV, D.A. (1963): Geochemical differentiation of the rare-earths. - *Geochemistry*, **12**, 1129-1149.
- MINING (1984): Mining annual review. - *Mining Journal*, London, 516pp.
- MIYASHIRO, A. (1973): Metamorphism and metamorphic belts. - *George Allen & Unwin*, London 492pp.
- MÖLLER, P., PAREKH, P.P. & SCHNEIDER, H.-J. (1976 a): The application of Tb/Ca-Tb/La abundance ratios to problems of fluorspar genesis. - *Mineral. Deposita*, **11**, 111-116.
- MÖLLER, P., PAREKH, P.P. & SIMON, P. (1976 b): Seltene Erden als geochemische Indikatoren für die Genese von Fluorit und Calcit auf Gang- und Kluftlagerstätten im Weserbergland (Nordwest-Deutschland) und benachbarten Gebieten. - *Geol. Jb.*, **D 20**, 77-112.
- MÖLLER, P., MORTEANI, G., HOEFS, J., PAREKH, P.P. (1979): The origin of the ore bearing solution in the Pb-Zn-veins of the western Harz, Germany, as deduced from rare earth element and isotope distribution in calcites. - *Chem. Geology*, **26**, 197-215.

- MÖLLER, P. & MORTEANI, G. (1983): On the geochemical fractionation of rare earth elements during the formation of Ca Minerals and its application to problems of the genesis of ore deposits. In: AUGUSTITHIS, S.S. (ed.): The significance of trace elements in solving petrogenetic problems. - Theophrastus Publications, Athen, 747-791.
- MOORE, B.R. & DENNEN, W.H. (1970): A geochemical trend in silicon-aluminum-iron-ratios and the classification of clastic sediments. - J. Sed. Petr., 40, 1147-1152.
- MOORE, J.N. & KERRICK, D.M. (1976): Equilibria in siliceous dolomites of the Alta aureole, Utah. - Amer. J. Sci., 276, 502-524.
- MORAIS CERVEIRA, de, A. (1971): Aspectos gerais dos jazigos de scheelite. - I Congr. Hisp.-Luso-Americano de Geologia Económica, Sección 1, Tomo III, 539-549.
- MORTEANI, G., SCHLEY, F., MÖLLER, P. (1981): The formation of the magnesite deposits in the Northern Grauwackenzone and of the Innsbrucker Quarzphyllit (Austria) as deduced from the rare earth element (REE) fractionation. - Erzmetall, 34, 559-562.
- MORTEANI, G., MÖLLER, P. & SCHLEY, F. (1982): The rare earth element contents and the origin of the sparry magnesite mineralizations of Tux-Lanersbach, Entachen Alm, Spiessnägel and Hochfilzen, Austria, and the lacustrine magnesite deposits of Aini-Kozani, Greece, and Bela Stena, Yugoslavia. - Econ. Geol., 77, 617-631.
- MORTEANI, G., SCHLEY, F. & MÖLLER, P. (1983): On the formation of magnesite. - in: SCHNEIDER, H.J. (ed.): Mineral deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe. - Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 105-116.
- MÜLLER, P. (1983): The REE and Th, U, Pb: A minor element discrimination for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. - Earth Plan. Sci. Lett., 62, 53-62.
- MUNHA, J. (1979): Blue amphiboles, metamorphic regime and plate tectonic modelling in the Iberian Pyrite Belt. - Contrib. Mineral. Petrol., 69, 279-289.
- NABAIS CONDE, L.E. (1971): Existencia en Portugal de uma serie superior a "Formacao xistosa da Beira" e inferior ao ordovicico. - Stvd. Geol., II, 25-26.
- NAKAMURA, N. (1974): Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. - Geochim. Cosmochim. Acta, 38, 757-775.
- NEIVA, A.M.R. (1973): Geochemistry of the granites and their minerals from the central area of northern Portugal. - Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol., Univ. Coimbra, 76, 1-43.
- NICOLAS, A. (1972): Was the hercynian orogenic belt of Europe of the Andean type? - Nature, 236, 221-223.
- NIE, N.H., HULL, C.H., JENKINS, J.G., STEINBRENNER, K. & BENT, D.H. (1975): SPSS. Statistical Package for the Social Sciences - 2. Aufl. - McGraw Hill, New York, 675pp.
- NORONHA, F. (1976): Niveaux a schéelite dans la zone tungstifère de

- Borralha. Leur importance métallogénique. - Publ. Mus. Lab. Min. Geol. da Fac. de Ciencias do Porto, LXXXVII, 4. série, 3-17.
- NORONHA, F. & SAAVEDRA, J. (1975): Estudo petrológico e tectónico da área tungstífera da Borralha (Norte de Portugal). - II Congr. Ibero-Americano de Geologia Económica, Vol. IV, 227-245.
- NYSTRÖM, J.A. (1984): Rare earth element mobility in vesicular lava during low-grade metamorphism. - Contrib. Mineral. Petrol., 88, 328-331.
- OVERMEEREN, Van, R.A. (1975): A gravity investigation of the catazonal rock complexes at Cabo Ortegal (NW Spain). - Tectonophysics, 26, 293-307.
- PAPPELHO POPPA, J. (1983): Las rocas graníticas del área de Villar de Ciervo y las mineralizaciones estanno-wolframíferas y uraníferas asociadas. - Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Salamanca, 75pp.
- PAPPA, J.P. (1970): Evolución del Macizo Hespérico en los tiempos antes-mesozoicos y sus relaciones con otras áreas europeas. - Bol. Geol. Min., LXXXI, 115-143.
- PEARCE, J.A. (1974): Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environment on Cyprus. - Tectonophysics, 25, 41-67.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. - Earth Plan. Sci. Lett., 19, 290-300.
- PELLITERO PASCUAL, E. (1980): Caracteres petrogenéticos y metalogenéticos de los yacimientos de wolframio de la Provincia de Salamanca. - Tesis doctoral, Univ. de Salamanca, 300pp.
- PEREJON, A. (1972): Primer descubrimiento y descripción de Arqueociatidos en la provincia de Salamanca. - Stvd. Geol., 4, 143-149.
- PITCHER, W.S. (1982): Granite type and tectonic environment: in: K.J.HSU (ed.): Mountain Building Processes. - Academic Press, London, 263pp.
- PLIMER, J.R. (1980): Exhalative Sn and W deposits associated with mafic volcanism as precursors to Sn and W deposits associated with granites. - Mineral. Deposita, 15, 275-290.
- PLIMER, J.R. (1983a): The geology of tin and tungsten deposits. - Mining University, Leoben, Austria; Institute of Mineralogy and Petrology. Course Handbook, 212pp.
- PLIMER, J.R. (1983b): The association of tourmaline bearing rocks with mineralization at Broken Hill, NSW. The Aus.I.M.M. Conference, Broken Hill, NSW, 157 - 176.
- PLIMER, J.R. (1984): The role of fluorine in submarine exhalative systems with special reference to Broken Hill, Australia. Mineral. Deposita, 19, 19-25.
- POKROVSKIĬ, P.V. (1964): Rare earth elements in the scheelites of the Urais. - Geochemistry, 1964, 663-666.
- RAFAL'SKIY, R.P., BRYZGALIN, O.V. & FEDOROV, P.L. (1984): Tungsten migration and scheelite deposition under hydrothermal conditions. - Geochem. Int., 21, 5, 1-13.
- RIBEIRO, A. (1974): Contribuição à tectónica de Trás-os-Montes oriental. Mem. Serv. Geol. Portugal, Memória 24, (Nova Série), 168pp.

- RIBEIRO, A. (1981): A geotraverse through the variscan fold-belt in Portugal. - *Geol. en Mijnb.*, **60**, 41-44.
- RIBEIRO, L. (1971): Estudo petrografico dos escarnitos com scheelite de Cedaes (Tras-Os-Montes). - I Congr. Hisp.-Luso-Americano de Geologia Economica, Seccion I, Tomo II, 547-552.
- RIES, A.C. & SHACKLETON, R.M. (1971): Catazonal complexes of north-west Spain and north-Portugal, remnants of a Hercynian thrust plate. - *Nature Phys. Sci.*, **234-47**, 65-68.
- RIMSTIDT, J.D. & COLO, D.R. (1983): Geothermal mineralization I: The mechanism of formation of the Beowawe Nevadan siliceous sinter deposit. - *Am. Journ. Sci.*, **283**, 861-875.
- RÖSLER, H.J. (1984): Lehrbuch der Mineralogie. - 3. Aufl., VEB Dutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig, 833pp.
- ROUTHIER, P. (1979): Quelques lois regissant la distribution des gisements de métaux au sein de plaques continentales. - *C.R. Acad. Sci. (Paris)*, **288**, 859-862.
- SAAVEDRA, J. & Pellitero, E. (1973): Estudio geoquimico de rocas igneas del norte de la Provincia de Cáceres. - *Stvd. Geol.*, **VI**, 49-63.
- SAAVEDRA, J. & ARIBAS, A. (1974): Caracteristicas y probable genesis de una estructura típica en granitos mineralizados de la Provincia de Cáceres (Espana). - *Stvd. Geol.* **VIII**, 125-132.
- SAAVEDRA, J., PELLITERO, E., GARCIA SANCHEZ, A. & MADRUGA, F. (1977): Estudio del granito mineralizado del Jalama, Salamanca-Caceres, Espana. - *Bol. Geol. Min.*, **LXXXVIII**, 333-344.
- SAAVEDRA, J. & PELLITERO PASCUAL, E. (1981): Factores geoquimicos y petrologicos en la genesis de yacimientos de Sn y W asociadas a rocas plutonicas acidas. Aplicación al granito del Jalama (Salamanca - Cáceres). - *Tecniterrae*, **39**, 8-15.
- SANTOS OLIVEIRA, J.M., FARINHA RAMOS, J.M., VIEGAS, L.F.S. & OLIVEIRA, V. (1979): Bases metodologicas para o estudo geoquimico de granitoides de Portugal. - *Com. Serv. Geol. Portugal*, **LXIV**, 287-298.
- SAUNDERS, A.D. (1984): The rare earth element characteristics of igneous rocks from the ocean basin. - In: HENDERSON, P. (ed.): *Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier, Amsterdam, 205-232.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1956): Igneous, metamorphic, and ore geology of the Castro Daire - Sao Pedro do Sul - Satao region (Northern Portugal). - *Com. Serv. Geol. Portugal*, **XXXVII**, 1-67.
- SCHMEDERER, J. : Wolframvorkommen in Südwest-Deutschland. - Diss., Univ. München, in Vorbereitung.
- SCHMIDT-THOME, P. (1945): Paläozoisches Grundgebirge und junges Deckgebirge im westlichen Zentralspanien (Provinz Salamanca und Cáceres). - *Geotekt. Forschungen*, **6**.
- SCHNEIDER, H.-J., MÖLLER, P.P. & PAREKH, P.P. (1975): Rare earth element distribution in Fluorites and carbonate sediments of the East-Alpine

- Mid-Triassic sequences in the Nördliche Kalkalpen. - Mineral. Deposita, **10**, 330-344.
- SCHNEIDER, H.-J., MÖLLER, P., PAREKH, P.P. & ZIMMER, E. (1977): Fluorine contents in carbonate sequences and rare earths distribution in fluorites of Pb-Zn deposits in East-Alpine Mid-Triassic. - Mineral. Deposita, **12**, 22-36.
- SCHRÖCKE, H. & WEINER, K.-L. (1981): Mineralogie. - de Gruyter, Berlin, New York, 953pp.
- SCHRÖCKE, H., TRUMM, A. & HOCHLEITNER, R. (1982): Über den Transport von Wolfram und den Absatz von Wolfram-Doppeloxyden in fluiden wäßrigen Lösungen. - Fortschr. Mineral., **60**, 2, 187-213.
- SCHROLL, E. (1975, 1976): Analytische Geochemie: Bd. I - Methodik; Bd. II - Grundlagen und Anwendungen. - Enke, Stuttgart, Vol. I, 292pp, Vol. II, 374pp.
- SCHUCHARD-FICHER, C., BACKHAUS, K., HUMME, U., LOHRBERG, W., PLINKE, W., SCHREINER, W. (1980): Multivariate Analysenmethoden. - Springer Verlag, Berlin - Heidelberg - New York, 346pp.
- SHIBUE, Y. (1984): Chemical compositions of tourmaline in the veintype tungsten deposits of the Kaneuchi mine, Japan. - Mineral. Deposita, **19**, 298-303.
- SIDORENKO, A.W., TENJAKOW, W.A., ROSEN, O.M., SHUK-POTSCHKEUTOW, K.A. & GORBATSCHOW, O.W. (1973): Die Para- und Orthoamphibolite des Präkambriums (russ.). - Nauka, Moskau (1972). Referat in Z. Angew. Geol., **19**, 197. - Zitiert aus Schroll, E. (1976).
- SNELLING, N.J. (1958): A note on the possible sedimentary origin of some amphibolites from the Cooma area, N.S.W. - Proc. Roy. Soc., **92**, 43. - Zitiert aus SCHROLL, E. (1976).
- SONNET, Ph. & VERKAEREN, J. (1983): Etude pétrologique et structurale du gîte de schéelite de La Favière (Var, France). - Rapport C.E.E., Contrat MPP - 143 - BCRS. Les Services Interministeriels de la Politique Scientifique. Contrat MP/CE(9. 24pp.
- STEMPROK, M. (1978): Classification criteria of tin, tungsten and molybdenum deposits (convenor's report). - Stvd. Geol., **XIV**, 119-143.
- STEMPROK, M. (1980): Tin and tungsten deposits of the West-Central European Variscides. - Proc. 5th. Quadrennial IAGOD-Symp., 495-512.
- TEIXEIRA, C. (1954): Os conglomerados do complexo xisto-grauvaquico ante silurico. Sua importancia geologica e paleogeografica. - Com. Serv. Geol. Portugal, **XXXV**, 33-49.
- THADEU, D. (1973): Les gisements stannico-wolframitiques du Portugal. - Ann. Soc. Geol. Belg., **96**, 5-30.
- THADEU, D. (1977): Hercynien paragenetic units of the Portuguese part of the Hesperic Massif. - Bol. Soc. Geol. Portugal, **XX**, Fasc. III, 248-276.

- THADEU, D. (1979): Le gisement stano-wolframifère de Panasqueira (Portugal). - Chron. Rech. Min., **450**, 35-42.
- THOMPSON, A.B. (1975): Calc-silicate diffusion zones between marble and pelitic schist. - Jour. Petrology, **16**, Part 2, 314-346.
- TOLLMANN, A. (1982): Variszischer Deckenbau im Moldanubikum und Gedanken zum Variszikum Europas. - Geotekt. Forsch., **64**, I - II, 1-91.
- TRÖGER, W.E. (1969): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil II, 2. Aufl. - Schweizerbart, Stuttgart, 822pp.
- TROLL, G. & GILBERT, M.C. (1972): Fluorine-hydroxyl substitution in tremolite. - American Mineralogist, **57**, 1386-1403.
- TURNER, F.J. (1968): Metamorphic petrology. - McGraw-Hill, New York.
- TURNER, F.J. & VERHOOGEN, J. (1960): Igneous and Metamorphic Petrology. - 2nd edit., McGraw-Hill, New York.
- VAN CALSTEREN, P.W.C. (1977): A mantle-plume model interpretation for the Paleozoic history of Galicia with emphasis on the Cabo Ortegal area (N.W. Spain). - Proc. K. Ned. Akad. Wet. Ser. B, **80**, 156-168.
- VAN CALSTEREN, P.W.C. (1978): Geochronological, geochemical and geophysical investigations in the high-grade mafic-ultramafic complex at Cabo Ortegal and other pre-existing elements in the Hercynian basement of Galicia (N.W. Spain). - Leidse Geol. Meded., **51**, 57-61.
- VAN CALSTEREN, P.W.C., BOELRIJK, A.I.M., HEBEDA, E.H., PRIEM, H.N.A., DEN TEX, E., VERDURMEN, E.A.Th. & VERSCHURE, R.H. (1979): Isotopic dating of older elements (including the Cabo Ortegal mafic-ultramafic complex) in the Hercynian orogen of NW Spain: Manifestations of a presumed early paleozoic mantle-plume. - Chem. Geol., **24**, 35-56.
- VEGAS, R. (1975): Wrench (transcurrent) fault system of the southwestern Iberian Peninsula, paleogeographic and morphostructural implications. - Geol. Rdsch., **64**, 266-178.
- VEGAS, R. (1977): Le précambrien de la chaîne varisque de la Péninsule Ibérique. - Coll. Int. CNRS, Rennes, **243**, 89-96.
- VIEGAS, L.F.S., FARINHA RAMOS, J.M., SANTOS OLIVEIRA, J.M., BERNARDO DE SOUSA, M. & RIBEIRO, A. (1976): Estudo geológico e geoquímico do jazigo de Cravezes, Mogadouro (nordeste de Portugal). - Mem. Not. Publ. Mus. Lab. Min. Geol., Univ. Coimbra, **82**, 117-145.
- VILADEVALL, M., SAAVEDRA, J. & PELLITERO PASCUAL, E. (1980): Scheelita en el contacto granítico Monleón - Los Santos (Salamanca: consideraciones genéticas. - Tecniterrae, **37**, 29-33.
- VOGEL, E. & DEN TEX, E. (1962): A "Granulitgebirge" at Cabo Ortegal. - Geol. Rundschau, **52**, 95-111.

- WALTER, R. (1982): Beiträge zur Kenntnis des Präkambriums und Altpaläozoikums der Montes de Guadalupe/Zentralspanien. - Münst. Forsch. Geol. Paläont., **56**, 130pp.
- WALTHER, J.V. & ORVILLE, P.M. (1982): Volatile production and transport in regional metamorphism. - Contrib. Mineral. Petrol., **79**, 252-257.
- WARING (1965): Zitiert aus PLIMER (1983).
- WEBER-DIEFENBACH, K. (1979): Erfahrungen mit der energiedispersiven Röntgenfluoreszenzanalyse. - Fortschr. Min., **57**, Beih. 1, 233-234.
- WEDEPOHL, K.H. (ed.), (1969 - 1978): Handbook of Geochemistry. - Vol. I - Vol. II-5, Springer, Berlin.
- WENDLANDT, R.F. & HARRISON, W.J. (1979) : Rare earth partitioning between immiscible carbonate and silicate liquids and CO₂-vapor: results and implications for the formation of light rare earth enriched rocks. - Contrib. Mineral. Petrol., **69**, 409-419.
- WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. (1977): Ultrametamorphism and granitoid genesis. - Tectonophysics, **43**, 7-22.
- WIENDL, U. (1968): Zur Geochemie und Lagerstättenkunde des Wolframs. - Diss., Clausthal-Zellerfeld, 295pp.
- WILSON, G.A., EUGSTER, H.P., NEIVA, A.R., COTELO NEIVA, J.M., WANT, S.Y. & CHANG, C.K. (1983): Tin-tungsten, deposition in silicate and carbonate rocks (an abstract). - Geol. Assoc. Can., Program with Abstracts, **8**, A-74 (zitiert aus JACKSON & HELGESON, 1985).
- WINCHESTER, J. & FLOYD, P. (1975): Geochemical magma type discrimination: Application to altered and metamorphic basic igneous rocks. - Earth Planet. Sci. Lett., **28**, 459-469.
- WINKLER, H.G.F. (1976, 1979): Petrogenesis of metamorphic rocks. - 4th and 5th edition - Springer, Berlin.
- WOLFF, P. (1967): Charakterisierung verschiedener Fluorite Süddeutschlands durch ihre Gehalte an Yttrium, Seltenen Erden und anderen Spurenelementen. - Diss., Univ. Berlin, 91pp.
- YAGUE, A.A., BARRERA MORATE, J.L., CARABALLO Y ORTEGA, J.M., PEINADO MORENO, M. & TINAO ALCOCER, J.M. (1975): Los materiales graníticos hercínicos del sistema central español. - Mem. Inst. Geol. Min. Espana, **88**, 145pp.
- ZINNER, H., HENKELMANN, R. & STÄRK, H. (1973): Rapid determination of tungsten in rocks using 183 m W. - J. Radioanal. Chem., **16**, 31-38.
- ZWART, H.J. & DORNSIEPEN, U.F. (1978): The tectonic framework of central and western Europe. - Geol. en Mijnb., **57**, 627-654.

Lebenslauf

Name:	Peter Dahmen
geb.:	04.10.1953 in Iserlohn
Vater:	Gerhard Dahmen, geschäftsführender Gesellschafter der Firma J.G. Dahmen GmbH & Co.KG, Iserlohn
Mutter:	Helene Dahmen, geb. Berkenhoff
Schulbildung:	1960 - 1972 Grundschule und Neusprachliches Gymnasium, Iserlohn 1972 Abitur
Militärdienst:	1972 - 1974 Soldat auf Zeit 1974 Beförderung zum Leutnant der Reserve
Studium:	1974 - 1977 Universität Tübingen 1977 Vordiplom in Geologie/Paläontologie 1977 - 1980 Universität München 24.01.1981 Diplom in Geologie/Paläontologie
Zivilstand:	verheiratet mit Dr. phil. Karin Linhuber-Dahmen, zwei Kinder.

